

А.В. Толстиков

**ИЗМЕНЧИВОСТЬ
ТЕМПЕРАТУРЫ
ПОВЕРХНОСТНОГО
СЛОЯ БЕЛОГО МОРЯ**



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

Институт водных проблем Севера
Карельского научного центра



Российский фонд фундаментальных исследований



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

Northern Water Problems Institute
of Karelian Research Center

The Russian Foundation for Basic Research

A.V. Tolstikov

**VARIABILITY
OF THE SURFACE LAYER TEMPERATURE
OF THE WHITE SEA**

GEOS
Moscow
2016

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

Институт водных проблем Севера
Карельского научного центра

Российский фонд фундаментальных исследований

А.В. Толстиков

**ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ
ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ
БЕЛОГО МОРЯ**

ГЕОС
Москва
2016

УДК 556.113.2 (268.46)
ББК 26.323

Толстиков А.В. Изменчивость температуры поверхностного слоя Белого моря. – М.: ГЕОС, 2016. 212 с.
ISBN 978-5-89118-710-8

Монография посвящена исследованию изменчивости температуры поверхностного слоя Белого моря. В работе использованы результаты работы автора (с соавторами) в комплексных экспедициях, выполненных при поддержке грантов Российского Фонда фундаментальных исследований, а также данные с гидрометеорологических станций. Представлены результаты моделирования термогидродинамики Белого моря.

Несмотря на то что этот водоем является одним из самых изученных морей Мирового океана, многие вопросы, касающиеся его температурного режима, остаются не раскрытыми. В частности, плохо исследованы колебания температуры воды в интервале от мезомасштабной до межгодовой изменчивости в условиях нестационарности климата Земли.

Монография рассчитана на научных сотрудников, аспирантов, студентов, специализирующихся в области гидрометеорологии и океанологии, всех, кто изучает Белое море.

Tolstikov A.V. Variability of the surface layer temperature of the White Sea. – М.: GEOS, 2016. 212 p.

The book is devoted to the study of the variability of surface layer temperature of the White sea. We used the results of the work of the author (with co-authors) in complex expeditions carried out with the support of grants from the Russian Foundation for Basic Research, as well as data from the hydrometeorological stations. The results of thermohydrodynamic modeling of the White sea are presented.

Despite the fact the reservoir is one of the most studied seas of the World ocean many questions connected with its temperature regime are not disclosed. In particular, the fluctuations of water temperature from mesoscale to interannual range variability in the conditions of unsteady Earth's climate are poorly studied.

The book is intended for researchers, graduate students specializing in the field of hydrometeorology and oceanology, all who study the White sea.

*Публикуется при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 16-15-00021 Д*

Издание РФФИ не подлежит продаже

Ответственный редактор:
член-корреспондент РАН, доктор географических наук,
профессор *Н.Н. Филатов*

Рецензенты:
кандидат географических наук, доктор биологических наук *Л.Р. Лукин*
кандидат физико-математических наук *А.В. Зимин*

© Толстиков А.В., 2016
© ИВПС КарНЦ РАН, 2016
© ГЕОС, 2016

Оглавление

Введение	9
-----------------------	----------

ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА БЕЛОГО МОРЯ.....

14

1.1. Физико-географическое положение и морфометрия Белого моря	15
1.2. История изучения температурного режима Белого моря и современные направления исследований.....	18
1.3. Геологическое строение Белого моря.....	26
1.4. Климат Белого моря и его водосбора	29
1.5. Водный баланс Белого моря.....	50
1.6. Уровенный режим Белого моря	56
1.7. Тепловой баланс Белого моря.....	59

ГЛАВА 2. ОЦЕНКА ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ БЕЛОГО МОРЯ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ КЛИМАТА

65

2.1. Данные, использованные в работе	65
2.2. Изменчивость температуры поверхностного слоя Белого моря	74
2.3. Оценки изменчивости ТПС Белого моря на перспективу.....	97
2.3.1. Оценка по линейной модели тренда	97
2.3.2. Нелинейное оценивание	99
2.3.3. Результаты спектрального анализа и сглаживания	108
2.3.4. Результаты вейвлетного анализа	111
2.4. Расчеты температурной изменчивости Белого моря с применением моделей термогидродинамики и экосистемы моря	116

2.5. Дистанционные методы исследования температуры поверхностного слоя Белого моря	137
---	-----

ГЛАВА 3. МЕХАНИЗМЫ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ТЕМПЕРАТУРНУЮ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

БЕЛОГО МОРЯ	143
--------------------------	-----

3.1. Глобальные осцилляции	143
----------------------------------	-----

3.2. Антропогенное воздействие	150
--------------------------------------	-----

Заключение	172
-------------------------	-----

Литература	176
-------------------------	-----

Приложение 1. Интегральные карты ТПС Белого моря.....	193
--	-----

Приложение 2. Карты, построенные по данным 3D модели термогидродинамики	199
---	-----

Contents

Introduction	9
---------------------------	----------

CHAPTER 1. PHYSICAL AND GEOGRAPHICAL CONDITIONS OF TEMPERATURE REGIME MODE OF THE WHITE SEA

OF THE WHITE SEA	14
1.1. Geographical position and morphometry of the White Sea.....	15
1.2. The history of the study of the temperature regime of the White Sea and the modern areas of research	18
1.3. Geological structure of the White Sea	26
1.4. The climate of the White Sea and its catchment.....	29
1.5. Water balance of the White Sea	50
1.6. Level regime of the White Sea	56
1.7. Heat balance of the White Sea.....	59

CHAPTER 2. ESTIMATES OF THE VARIABILITY OF THE SURFACE LAYER TEMPERATURE OF THE WHITE SEA IN CLIMATE CHANGE

OF THE WHITE SEA IN CLIMATE CHANGE	65
2.1. Data used in the work.....	65
2.2. Variability of surface layer temperature of the White Sea.....	74
2.3. Estimates of variability of the surface layer temperature of the White Sea for future.....	97
2.3.1. Estimate of the linear trend model.....	97
2.3.2. Nonlinear estimation.....	99
2.3.3. The results of spectral analysis and smoothing	108
2.3.4. The results of wavelet analysis	111
2.4. Calculations of the temperature variation of the White Sea with the use of models of thermohydrodynamics and the sea ecosystem.....	116

2.5. Remote sensing methods for study the surface layer
temperature of the White Sea 137

**CHAPTER 3. MECHANISMS OF INFLUENCE
ON THE TEMPERATURE VARIABILITY OF THE WHITE SEA..... 143**

3.1. Global oscillations 143
3.2. Anthropogenic impact 150

Summary 172

References..... 176

**Appendix 1. Integral maps of the surface layer temperature
of the White Sea..... 193**

**Appendix 2. Maps made according to the 3D model of
thermohydrodynamics..... 199**

Введение

Вопросы оценки многолетних колебаний температуры морей Севера России под влиянием естественных климатических и антропогенных изменений становятся все более актуальными.

Отмечено (Адаменко, Кондратьев, 1999) проявление тенденции потепления климата в Северо-Западном районе РФ, которое ряд авторов (Бардин, 2002; Кондратьев, 2004; Фролов и др., 2011) связывают с природными процессами, отводя воздействию хозяйственной деятельности человека второстепенную роль. В то же время не стоит забывать и про антропогенный вклад в изменение климата (IPCC, 2014).

Белое море – достаточно хорошо изученная система, поскольку данный объект, включая свой водосбор, представляет существенный интерес для использования природных ресурсов. Тем не менее многие вопросы, связанные с особенностями его термогидродинамических условий, остаются открытыми.

Температура поверхностного слоя водоема наиболее быстро реагирует на изменения; ее колебание в пространстве и во времени является одним из важнейших показателей биологической продуктивности вод океана, на который оказывается как прямое, так и опосредованное воздействие. Кроме того, это основная переменная в системе атмосфера–океан и ключевой показатель изменчивости климата (McNeil, Chooprateep, 2014).

Поверхностный слой, горизонт от 0 до 1 м (Руководство..., 1977), выбран нами в качестве индикатора изменчивости верхнего квази-однородного слоя Белого моря, так как он может считаться представительным для всего слоя воды перемешанных районов (Белое море, 1991). Между тем изменчивость его температуры в интервале от мезомасштабной до межгодовой изучена недостаточно, хотя набор данных для проведения исследования есть. Температура поверхностного слоя Белого моря постоянно фиксируется на сети ГМС Росгидромета, определяется по данным спутниковых измерений, и существуют термогидродинамические модели (Neelov, Savchuk, 2003;

Семенов, 2004; Яковлев, 2009, модификация – Чернов, 2011), адекватно описывающие гидрофизические процессы, происходящие в этом водоеме. Поскольку есть все необходимое, задачи оценки изменений температуры воды Белого моря и ее прогнозирования в ближайшем будущем выглядят выполнимыми и наше обобщение выявленных закономерностей при разном комплексе условий является актуальным.

Для обозначения температуры поверхностного слоя моря существует известная аббревиатура ТПСМ. Ее мы и будем применять в работе с той лишь разницей, что опустим последнюю букву, поскольку речь здесь идет о конкретном море. Таким образом, из *ТПСМ* получаем *ТПС* Белого моря.

Наиболее заметные исследования Белого моря последних лет выполнялись по различным программам (ФЦП «Мировой океан», РФФИ, ИНКО-Коперникус, ИНТАС и др.). Они были посвящены изучению абиотических факторов, отдельным звеньям экосистем Белого моря, большое внимание уделялось проведению экспедиций разными организациями (ИО РАН, включая Атлантическое, Северо-Западное отделения и Санкт-Петербургский филиал, ЗИН РАН, ПИНРО, ГОИН, ММБИ КНЦ РАН, ИВПС и ИБ КарНЦ РАН, МГУ, ВНИРО, ИЭПС УрО РАН, Севгидромет и др.), внедрению современных средств дистанционных измерений различных параметров (Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена, ИВПС КарНЦ РАН, ИО РАН), разработке моделей термогидродинамики (ИО РАН, ААНИИ, ИВПС КарНЦ РАН, ИЭПС УрО РАН, РГГМУ, ММБИ КНЦ РАН). За последние годы силами этих организаций выпущены атласы Белого моря. Большинство из них (Океанографические условия..., 1991; Биологический атлас..., 2000; Berger et al., 2000; Sustainable Management..., 2003; Матишов и др., 2004; Флора и фауна Белого моря..., 2010; Атлас биол. разнообразия..., 2011; и др.) содержат информацию по температурному режиму Белого моря. Есть и электронные атласы. Наиболее подробный из них по гидрометеорологическому разделу – проект ЕСИМО (режим доступа: http://www.esimo.ru/atlas/Beloe/1_1.html). В настоящее время создается новый комплексный атлас Белого моря и водосбора, работа над которым инициирована в ИВПС КарНЦ РАН (Филатов, Толстиков, Богданова и др., 2014).

Исследования автора, участвовавшего во многих перечисленных программах, позволяют уточнить параметры изменчивости температуры поверхностного слоя Белого моря при изменении климата. Монография обобщает сведения по исследованию температуры воды Белого моря, содержит результаты работы автора в области темпе-

ратурной изменчивости, раскрывает механизмы климатического и антропогенного воздействия на температурный режим водоема и дает анализ практического применения существующих математических моделей, воссоздающих термогидродинамические условия Белого моря.

В задачи работы входит:

- показать закономерности изменчивости поверхностного слоя Белого моря, учитывая тренды и квазипериодические флуктуации;
- раскрыть связи изменчивости поверхностного слоя Белого моря с другими гидрометеорологическими параметрами;
- продемонстрировать колебания гидрометеорологических параметров на водосборе Белого моря при изменении климата;
- показать вклад в общую дисперсию различных видов изменчивости поверхностного слоя Белого моря;
- дать оценки гидрофизических параметров Белого моря на перспективу;
- показать связи температурной изменчивости Белого моря с такими крупномасштабными осцилляциями, как Северо-Атлантическое колебание (в иностранной литературе NAO), Арктическое колебание, Эль-Ниньо и некоторыми другими.

Монография состоит из введения, трех глав, заключения и приложений.

Глава 1 «Физико-географические условия формирования температурного режима Белого моря» включает в себя оценку степени изученности температурного режима Белого моря. В ней содержатся сведения о физико-географических закономерностях водоема и его водосбора. Она основана на литературных сведениях, метеорологических многолетних данных и анализе новых данных, собранных за последние годы во время экспедиций, в которых автор принимал участие. Показаны основные особенности физико-географического положения изучаемого объекта, геологическое строение котловины, климат водосбора моря. Наибольшее внимание уделяется изменчивости приповерхностной температуры воздуха, стоку рек водосборного бассейна Белого моря, особенностям циркуляции атмосферы.

В главе 2 «Оценка изменчивости температуры поверхностного слоя Белого моря при изменении климата» раскрываются закономерности распределения температурных полей. Показаны возможные оценки изменчивости температурного режима на ближайшие

10–20 лет; описаны особенности этой изменчивости с использованием модели линейного тренда; дана нелинейная оценка внутригодового хода температуры поверхностного слоя Белого моря с применением стохастической модели (Ефремова, Петров, 1992); показаны результаты спектрального и вейвлетного анализов с целью характеристики флуктуаций температурной изменчивости Белого моря; использованы результаты термогидродинамического моделирования по трем моделям (Neelov, Savchuk, 2003; Семенов, 2004; Яковлев, 2009, модификация – Чернов, 2011), а также проиллюстрирована изменчивость гидрометеорологических параметров по данным спутниковых снимков. Показано, что имеющиеся данные о температуре поверхности и комплексу гидрометеорологических параметров региона Белого моря позволяют исследовать закономерности изменчивости в интервалах от мезомасштабного до межгодового.

В главе 3 «Механизмы воздействия на температурную изменчивость Белого моря» показана роль общепланетарных процессов, таких как Северо-Атлантическая и Арктическая осцилляции, Эль-Ниньо в изменчивости температуры поверхностного слоя Белого моря. Анализ эффекта от антропогенного влияния на температурный режим Белого моря выполнен на основе изучения литературных источников по этому вопросу.

В заключении содержатся основные результаты и выводы, полученные в ходе работы. Приложения содержат карты температуры поверхностного слоя Белого моря, выполненные на основе математического моделирования.

Благодарности

Автор благодарен за помощь, содействие и ценные замечания чл.-корр. РАН Н.Н. Филатову и своим рецензентам д.б.н., к.г.н. Л.Р. Лукину и к.ф.-м.н. А.В. Зимину; за помощь в освоении модели термогидродинамики Белого моря и совместную работу к.ф.-м.н. И.А. Неелову (Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт); за предоставленные данные по уровню Белого моря д.г.н. Ю.И. Инжебейкину; за предоставленные данные судовых измерений ТПС Белого моря к.ф.-м.н. А.Н. Зуеву (Мурманский морской биологический институт); за предоставленные данные по вековым разрезам Белого моря д.г.н. В.Б. Коробову (Северо-западное отделение ИО РАН, г. Архангельск) и А.А. Лебедеву (Институт экологических проблем Севера УрО РАН); за предоставленные данные по декадной станции Д-1 д.б.н. В.Я. Бергеру и

к.б.н. И.М. Примакову (Беломорская биологическая станция ЗИН РАН «Мыс Картеш»); за организацию и проведение экспедиций по темам РФФИ, позволившим получить новые данные, чл.-корр. РАН Ю.С. Долотову (Институт водных проблем РАН) и к.г.-м.н. В.П. Шевченко (Институт океанологии РАН); за ценные замечания при написании рукописи и совместную работу в экспедициях к.г.-м.н. М.Д. Кравчишиной (Институт океанологии РАН); за работу по моделированию термогидродинамики Белого моря к.ф.-м.н. И.А. Чернову (Институт прикладных математических исследований Карельского научного центра РАН). Особую благодарность выражаю М.П. Петрову за совместную работу, помощь в освоении методик и обработке данных.

ГЛАВА 1

Физико-географические условия формирования температурного режима Белого моря

Белое море является одним из самых изученных морей Мирового океана. Наиболее тщательно исследовались отдельные его районы (среди них Чупинская губа, Онежский и Двинский заливы). Между тем данные, полученные в ходе рейсов исследовательских судов различных научных организаций, разрозненны, часто не сопоставлены с гидрологическим режимом всего моря, глобальными климатическими изменениями и выполняются в основном эпизодически, в безледоставный период.

В пределах своей котловины Белое море рассматривается нами в пространстве и времени как целостный объект, разделенный на районы, а все происходящие изменения в его температурном режиме ограничены определенными рамками масштабов его температурной изменчивости. Температуру поверхностного слоя Белого моря можно представить в виде функции комплекса физико-географических условий, поэтому важно ознакомиться с основными природными факторами, ее формирующими, а именно:

- физико-географическим положением Белого моря;
- климатическими условиями на водосборе;
- компонентами водного и теплового балансов;
- динамикой течений, в первую очередь мощных приливно-отливных.

Чтобы оперировать понятиями и встречающимися по ходу работы названиями, рассмотрим физико-географическое положение Белого моря и его морфометрию.

1.1. Физико-географическое положение и морфометрия Белого моря

Белое море относится к так называемым внутренним морям и находится в шельфовой зоне Северного Ледовитого океана (рис. 1). Это единственное море России, акватория которого полностью входит в ее пределы. Из всех морей бассейна Северного Ледовитого океана только Белое море большей частью находится южнее Северного Полярного круга. По размерам оно является одним из самых маленьких в нашей стране, уступая лишь Азовскому морю.

Физико-географическое положение и морфометрические особенности Белого моря определяют важнейшие черты его океанографического режима – внутренний водо-, соле-, теплообмен, течения, водооб-

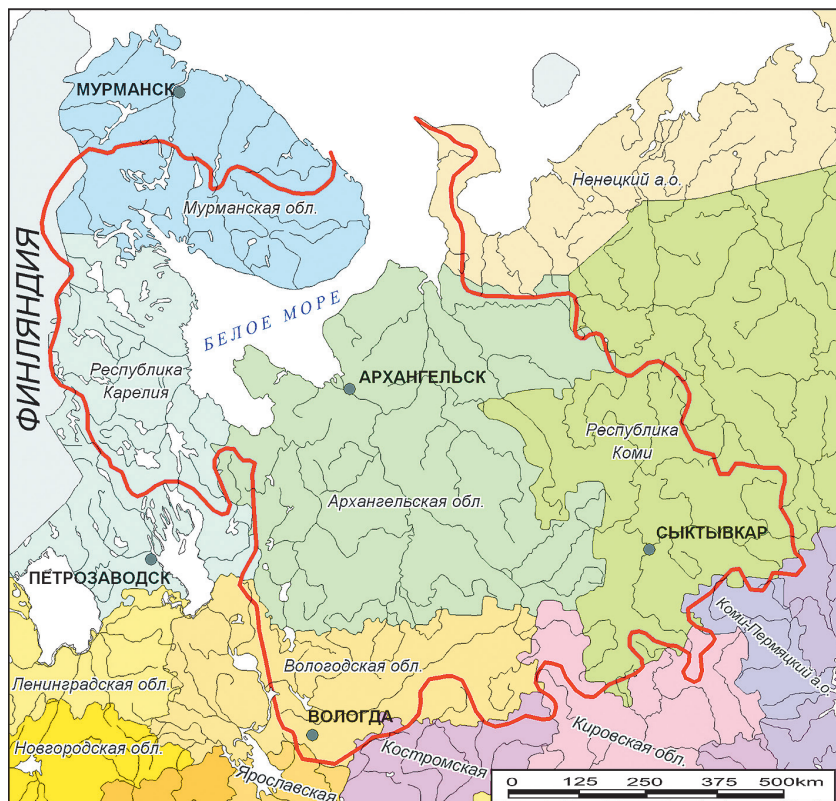


Рис. 1. Границы водосбора Белого моря

мен с Баренцевым морем, формирование водных масс и фронтальных зон, ледовый режим.

Географическую границу Белого моря проводят по линии: м. Святой Нос (на п-ве Кольский) – м. Канин Нос (на п-ве Канин) (Добровольский, Залогин, 1982; Система Белого моря. Т. 2. 2012). Белое море имеет довольно сложную конфигурацию с многочисленными заливами и островами. Его площадь 91 тыс. км² (Белое море..., 2007), острова занимают 0,8 тыс. км². Длина линии от м. Канин Нос до устья р. Кемь 600 км. Средняя глубина 67 м, максимальная – 340 м. Объем воды Белого моря 5400 км³, длина береговой линии 5,1 тыс. км. Выделяют четыре крупных залива (рис. 2): Двинский, Онежский, Кандалакшский, Мезенский. Более мелкие заливы по сложившейся на Севере традиции называют губами.



Рис. 2. Районы и берега Белого моря

Морфометрические характеристики районов представлены в табл. 1.1. Белое море можно разделить на три части: северную, среднюю и южную.

Северную часть составляют Воронка и Мезенский залив. Воронка – это самый крупный район Белого моря, ее площадь 24,7 тыс. км², объем воды 855 км³, средняя глубина 34 м (табл. 1.1). Она открывается в Баренцево море и, таким образом, ее северная граница совпадает с границей самого моря. Воронку по гидрологическому режиму мож-

но отнести к заливу Баренцева моря. Еще в 1928 г. К.М. Дерюгин (Дерюгин, 1928) предложил считать Белым морем водоем, находящийся южнее Горла. Однако мы будем придерживаться современных взглядов на границы Белого моря, т.е. включая Воронку и Мезенский залив. Для сохранения целостного подхода к исследованию стоит рассматривать море полностью. Площадь Мезенского залива 5,6 тыс. км², объем воды 75 км³, средняя глубина 13 м (табл. 1.1). С севера Мезенский залив ограничивается линией, проходящей через о. Моржовец, а с запада и востока – соответственно Абрамовским и Конушинским берегами.

Таблица 1.1

Морфометрические характеристики Белого моря
(Бабков, 1998)

Районы	S, тыс. км ²	V, км ³	Z _{ср} , м
Воронка	24,7	855	34
Горло	10,2	380	37
Бассейн	21,8	2725	125
Мезенский залив	5,6	75	13
Кандалакшский залив	6,5	710	109
Онежский залив	12,3	235	20
Двинский залив	8,6	420	49

Средняя часть Белого моря – Горло, Бассейн и Кандалакшский залив. Горло – это относительно узкий пролив, соединяющий Воронку и Бассейн, 45–55 км в самом широком месте. Берега Горла изрезаны слабо, островов немного, самые крупные – Сосновец и Данилов. Площадь Горла 10,2 тыс. км², объем воды 380 км³, средняя глубина 37 м (табл. 1.1). Бассейн ограничивается линиями, отделяющими крупные заливы. Площадь его акватории 21,8 тыс. км², объем воды 2725 км³, средняя глубина 125 м. Островов в Бассейне мало. Площадь Кандалакшского залива равна 6,5 тыс. км², объем воды 710 км³, средняя глубина 109 м (табл. 1.1). Это самый глубокий залив Белого моря с максимумом в районе м. Турий (340 м). Берега сильно изрезаны, острова объединяются в архипелаги: Северный, Керетский, Лувеньгские шхеры, Средние Луды и др. Самый большой остров – Великий, закрывает вход в крупнейшую лагуну моря – Бабье Море. Вершина

Кандалакшского залива называется Кандалуха. Она относительно мелководна, глубины здесь соответствуют значениям 50 м.

Южная часть Белого моря – Двинский и Онежский заливы. Двинский залив ограничен Летним и Зимним берегом, а в его вершину впадает крупнейшая река Белого моря – Северная Двина. Острова многочисленны, самый крупный из них Мудьюгский. Он закрывает собой обширную лагуну – Сухое Море. Площадь Двинского залива 8,6 тыс. км², объем воды 420 км³, средняя глубина 49 м (табл. 1.1). Онежский залив наиболее мелководный из всех крупных заливов (около 20 м), площадь 12,3 тыс. км², объем воды 235 км³ (табл. 1.1). Онежский залив отделяется на севере линией, проходящей через Соловецкий архипелаг. Островов много – Онежские, Сумские и Кемские шхеры, самые крупные – Большой и Малый Жужмуй.

В (Белое море, 1991) южная часть включает в себя и Бассейн, но, на наш взгляд, все-таки логичнее море делить так, как показано выше.

Прежде чем перейти к непосредственному рассмотрению изменчивости ТПС Белого моря, необходимо ознакомиться с историческими данными и выяснить, что уже сделано в области изучения температурного режима, какие проблемы успешно решались, а что так и осталось нераскрытым.

1.2. История изучения температурного режима Белого моря и современные направления исследований

У Белого моря в прошлом были и другие имена: Студеное, Спокойное, Соловецкое, Grandvik (Вальдман, 1973). На карте 1613 г. голландского картографа Юста де Хонда присутствуют сразу несколько его названий (рис. 3).

Белое море начали изучать с целью использования его ресурсов более тысячи лет назад, первые научные исследования относятся к XVIII в., систематические, целенаправленные – начались в XX в., а методы системного анализа с комплексом математических моделей, спутниковых измерений, моделей с ассимиляцией данных наблюдений – только в XXI в. (Шевченко, Лукашин, 2001; Матишов и др., 2004; Filatov et al., 2005; Белое море..., 2007; Система Белого моря. Т. 1. 2010, Т. 2. 2012, Т. 3. 2013).



Рис. 3. Карта голландского картографа Юста де Хонда 1613 г. «Nativus Sueciae adiacentiumque regnorum typus» (<http://www.kolamap.ru>)

Изучением температуры Белого моря начали заниматься в XIX в. Первым, кто установил значительное охлаждение глубинных беломорских вод, был А.В. Григорьев (1876 г.) (Белое море, 1995). Он смог измерить температуру воды на глубинах свыше 200 м и установить, что она ниже 0°C в течение всего года. Несколькими годами позднее Н.П. Андрееву удалось выполнить многочисленные измерения температуры и солености поверхностных и глубинных вод Белого моря и опубликовать свои данные в 1888 г. (Андреев, 1888).

В 80-х гг. XIX в. начались стационарные наблюдения за температурой и соленостью Белого моря. Первым гидрометеорологическим пунктом стал Архангельск (район Соломбала), а первым биологическим стационаром – Соловецкая биологическая станция (1881 г.). Здесь проводились систематические гидрологические наблюдения, в частности Н.М. Книповичем, который так же как и Н.П. Андреев, отметил зону глубинной постоянной отрицательной температуры и

высказал справедливое предположение, что источник ее происхождения – Баренцево море.

Сначала температурные и соленостные наблюдения проводились на маяках: Терско-Орловский, Сосновец, Жижгин, Жужмуй (1887 г.); Зимнегорский (1892 г.); Святой Нос и Моржовец (1898 г.) (Белое море, 1995), и все работы выполняли смотрители маяков, а в 1912 г. была организована гидрометеорологическая служба Белого моря и Северного Ледовитого океана. Появились самостоятельные пункты – гидрометеорологические станции (ГМС). Постепенно развиваясь, сеть гидрометеорологических станций стала приобретать современный вид. Появились стационары в Умбе, на м. Турий, в Порьей губе и более или менее равномерно по всему побережью. Здесь выполнялись одновременно метеорологические, уровенные и ледовые наблюдения. В 30-е гг. XX в. была разработана единая схема гидрологических разрезов.

На некоторые вопросы, связанные с температурным режимом Белого моря, помогли ответить биологические исследования. Самым ярким представителем здесь по праву считается К.М. Дерюгин. В 1922 г. под его руководством прошла самая в то время крупная беломорская экспедиция. На судне «Мурман» (переименованный «Андрей Первозванный», судно Мурманской научно-промысловой экспедиции в 1900–1906 гг.) была выполнена серия разрезов, и один из них (от Кандалакшского залива до Двинского) позднее называли «дерюгинским». Оказалось, что по температурам придонных вод Белое море является одним из самых холодных в Мировом океане, и для летнего времени характерны два «пятна» воды – «полюс тепла» и «полюс холода» (Дерюгин, 1928). В то время не было достаточно убедительного обоснования причин существования подобных температурных аномалий. Сейчас их связывают с положением приливного фронта и процессами, происходящими на этой границе вод с различными свойствами (Солянкин и др., 1991). Так, фронт Двинского залива распространяется от устья р. Северной Двины до м. Зимнегорский, а теплые и холодные области образуются благодаря меандрированию вдоль фронтального течения (Белое море, 1991; Солянкин и др., 1991; Европейский Север..., 1999). Образование антициклонических вихрей в отделившихся справа от основного течения рингах способствует развитию даунвеллингов, в результате чего с глубиной наблюдается положительная аномалия температуры. Ринги, отделившиеся слева от основного течения, формируют циклонические вихри, т.е. вызывают апвеллинги.

К.М. Дерюгиным было замечено, что холодные воды довольно близко поднимаются к поверхности: нулевая изотерма фиксирова-

лась на горизонте 12 м перед входом в Двинский залив и на 35–40 м в глубоких участках. В 1928 г. вышел труд К.М. Дерюгина «Фауна Белого моря и условия ее существования» (Дерюгин, 1928), где подробнейшим образом был рассмотрен животный мир моря, найдены некоторые новые для того времени закономерности в гидрологическом режиме и впервые дана приблизительная оценка численности фитопланктонных организмов. По данным Дерюгина, глубинные воды с температурой $-1,4^{\circ}\text{C}$ и соленостью 30 ‰ приурочены к глубоководному желобу, протягивающемуся от о. Жижгин до Средних Луд.

В настоящее время изучение температуры и солености основывается на современных методах статистического анализа длительных рядов наблюдений и моделирования, переходя от констатации к новому качеству – прогнозированию. Применение математических моделей (Леонов, Сапожников, 1997; Клеванный, 1999; Семенов, 2004; Примаков, 2004, 2012; Neelov, Savchuk, 2003; Бердников, 2005; Chernov, 2011), методов дистанционного зондирования (Pozdnyakov et al., 2003; Коросов, 2007) и новых компьютерных технологий для обработки накопленного материала позволило создавать расчеты состояния гидрологических характеристик разного временного масштаба в зависимости от влияния на них различных условий среды, как природных, так и антропогенных. Подробные результаты исследований гидрофизических параметров Белого моря и закономерности их изменчивости приведены в работах (Бабков, 1998; Семенов, Лунева, 1999; Смирнова и др., 2001; Berger et al., 2001, 2003; Филатов и др., 2003; Pantyulin, 2003; Матишов и др., 2004; Семенов, 2004; Neelov, Savchuk, 2005; Леонов, 2005 (см. в: «Проблемы изучения..., 2005»); Filatov et al., 2005; Комплексные исследования процессов..., 2004, 2007; Белое море..., 2007; Система Белого моря, 2010, 2012, 2013). Сейчас все более широко используются дистанционные методы исследования Белого моря, так как, хотя облачность и мешает таким наблюдениям, получение информации путем анализа спутниковых снимков имеет ряд преимуществ по сравнению с контактными методами измерений (Проблемы изучения..., 2005). Во-первых, появилась возможность более точной оценки пространственных закономерностей. Во-вторых, стали оценивать развитие процессов и явлений в динамике, так как наблюдения можно выполнять ежедневно в течение многих лет. И, в-третьих, оказалась возможной синхронная регистрация биотических и абиотических параметров, выполняемая со спутников. Так, например, исследуется сезонное распределение гидрологических характеристик Белого моря (Pozdnyakov et al., 2003; Проблемы изучения...,

2005), распределение хлорофилла, РОВ и минеральной взвеси (Комплексные исследования..., 2004) (рис. 4), гидрооптические параметры (Литосфера и гидросфера..., 2001). Подробную спутниковую информацию по Белому морю можно получить, например, на сайте (<http://optics.ocean.ru>).

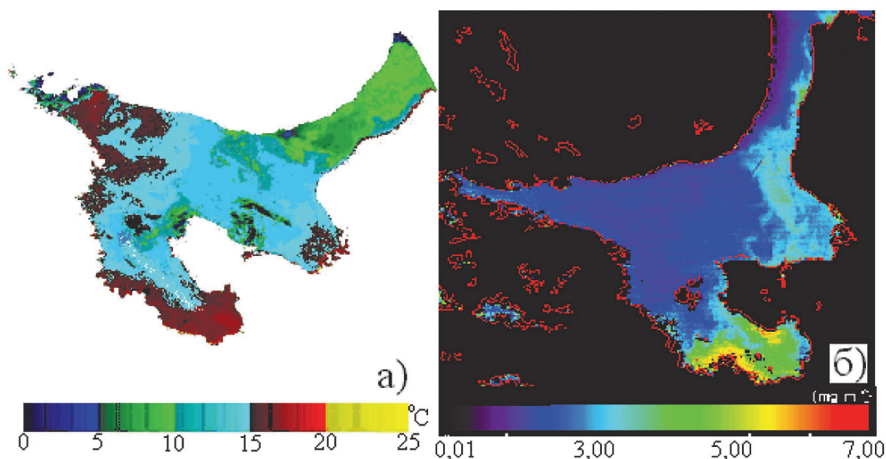


Рис. 4. Пример распределения температуры поверхностного слоя (а) и хлорофилла *a* (б) Белого моря. Данные спутников NOAA и SeaWiFS (июль 2001). (Проблемы изучения..., 2005)

Кроме того, актуальным является изучение взаимодействия пограничных сред море–атмосфера, дно–придонный горизонт и проблем, связанных с изменчивостью температуры на фоне глобального изменения климата. Активно этой проблемой начали заниматься в 90-х гг. прошлого века (Взаимодействие океана и атмосферы..., 1991; Алексеева, Шишков, 1997; Global changes..., 1999; Будыко и др., 1999) и продолжают в настоящее время (Дворкин и др., 2000; Бардин, 2002; Бышев, 2003; Filatov et al., 2005; Ивлев, 2009; Астафьева, Раев, 2010; Gulev et al., 2013). Однако процесс проявления климатических изменений в температуре Белого моря как основа для моделирования и мониторинга гидрофизических процессов все еще изучен недостаточно (Комплексные исследования..., 2004; Семенов, 2004).

Отдельные составляющие водного и теплового балансов Белого моря изучаются с конца XIX в. Так, в 1881 г. (Белое море, 1991) начались наблюдения за расходом р. Северная Двина и одновременно за уровнем моря в дельте реки. Средний годовой сток рек беломорского бассейна изучается с первой половины XX в. За это время довольно

подробно изучен сток рек с площадью водосбора более 20 000 км², однако большинство водотоков с площадью водосбора 100–1000 км² изучены слабо (Белое море, 1991; Смирнова и др., 1991). Испарение с поверхности моря начали изучать в 1923–1933 гг. (Белое море, 1991). Этим вопросом занимались Н.Я. Арсеньева (1964) и В.Л. Цуриков (Цуриков, Зубакин, 1983), которые также оценили количество осадков, выпадающих на поверхность Белого моря в объеме 37,8 км³/год.

Тепловой баланс Белого моря впервые был рассчитан В.В. Тимоновым и Л.П. Кузьминым (1939) в 30-е гг. XX в. Позднее этим вопросом занимались А.Р. Шишко в 40-е гг. (1948), Н.Я. Арсеньева в 60-е гг. (1964), Г.В. Гирдюк и Т.В. Кириллова в 70-е гг. (1974), В.В. Елисов в 90-е гг. (см.: Европейский Север..., 1999).

Водообмен между Белым и Баренцевым морями изучается с 1929 г. (Белое море, 1991). Эти работы начал еще В.В. Тимонов. Именно он дал первую оценку водообмена в 200 км³/год (Тимонов, 1947). Согласно оценкам разных авторов, эти значения колеблются от 192 км³ по Уралову (см.: Белое море, 1991) до 231 км³ по Альтшуллеру (Альтшуллер, 1970). По результатам моделирования за 60-летний период (1948–2007 гг.), нами получено значение приходящей в Белое море баренцевоморской воды в объеме 187 км³/год (Толстиков, Неелов, 2010). В настоящее время данные по водообмену между Белым и Баренцевым морями используются при составлении моделей термогидродинамики.

Важной составляющей температурной изменчивости Белого моря являются приливно-отливные процессы, которые здесь известны со времени плаваний поморов. Поморы применяли такие понятия, как малая и большая вода, маниха, сулой. Что касается первых письменных работ по этому разделу, то можно назвать «Росписание мореходства» (см.: Зубов, 1954). В 1929 г. появился «Атлас приливо-отливных течений восточной части Белого моря» – результат работы Н.Н. Матусевича и В.А. Березкина, руководителей экспедиций 1925–1926 гг. (Белое море, 1995). С 1959 г. начали проводиться многосуточные исследования приливо-отливных явлений с помощью автономных буйковых станций (АБС). Вопросом изучения и моделирования приливных явлений Белого моря занимались И.А. Неелов (2003), В.Р. Фукс и Р.И. Май (Май и др., 2004, 2005), Е.В. Семенов (Семенов, 2004).

Изучение течений Белого моря начато в XIX в. М.Ф. Рейнеке в экспедициях 1827–1833 гг. (Пасецкий, 1978). Однако регулярные наблюдения стали проводиться только с 1911 г. (Белое море, 1995). Это были в основном суточные, полусуточные измерения, а также рейдовые и разовые экспедиционные измерения в различных участ-

ках Белого моря. Занимался изучением течений и К.М. Дерюгин. В уже упоминавшейся работе (Дерюгин, 1928) он впервые опубликовал схему поверхностных течений Белого моря и попытался объяснить причины формирования подобной циркуляции. Позднее В.В. Тимонов составил общую карту течений (Тимонов, 1947), которая в целом соответствует действительности, что подтверждено последующими экспедиционными наблюдениями и модельными расчетами.

В 1971 г. издан «Справочник по гидрологическому режиму морей и устьев рек СССР. Т. V. Белое море», где была дана схема квазипостоянных течений Белого моря. В 1991 г. увидел свет подробный справочник: «Белое море. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Вып. 1. Гидрометеорологическое состояние» (Белое море, 1991). В 2005 г. опубликована монография «White Sea. Its Marine Environment and Ecosystem Dynamics Influenced by Global Change» (Filatov et al., 2005), а в 2007 г. – «Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов» (Белое море..., 2007). В работе над этими двумя монографиями автор принимал непосредственное участие.

Новые результаты исследований термохалинного режима Белого моря содержатся в серии Института океанологии РАН «Система Белого моря» (2010, 2012, 2013).

Изучение ледового режима на Белом море началось в конце XIX в. Для этого использовали маяки: Мудьюгский (1894 г.), Зимнегорский (1896 г.), Терско-Орловский и Святой Нос (1898 г.) (Белое море, 1991). Особенно тщательно исследования стали проводиться во время Первой Мировой войны, когда Архангельск оказался единственным действующим северным портом России. В это время к уже имеющимся четырем постам добавили еще 15. Результатом наблюдений за ледовыми условиями стала разработка руководства по плаванию во льдах Белого моря (Морозов, 1921). С 1909–1910 гг. ледовые наблюдения осуществлялись в открытой части моря, а с 1927 г. появилась авиаразведка. Сначала время наблюдений было приурочено к периоду зверобойного промысла, т.е. весной. С 1948 г. (см.: Белое море, 1995) они проводились с января по май, а с 1951 г. охватывали период с момента ледообразования до схода льда.

Первые обобщения обширного материала наблюдений за состоянием льда были сделаны И.П. Ануфриевым и Э. Лесгафтом в начале XX в. (см.: Белое море, 1995). Позднее, в 1932 г., используя личный опыт плаваний во льдах и опыт многих капитанов и промышленников, А.К. Бурке издал «Атлас карт состояния льдов, сжатий и раз-

режений в северной части и Горле Белого моря и в районах острова Моржовец» (Бурке, 1932).

Занимались изучением ледовой обстановки Белого моря и В.Ю. Визе (1925, 1926 г.), и Н.Н. Зубов (1942 г.), и В.В. Тимонов (1942, 1958, 1961 гг.) (см.: Белое море, 1991). В настоящее время ежегодно выпускаются обзоры ледового режима Белого моря, активно используются дистанционные методы. Информацию по ледовой обстановке в Белом море можно получить, например, в Интернете на сайте: <http://sputnik.infospace.ru/welcome.htm>. Современные исследования ледяного покрова выполнены разными авторами с использованием дистанционных методов (см.: Filatov et al., 2005) и моделирования (см.: Белое море..., 2007). Можно воспроизводить ледовые условия на Белом море, например, с помощью модели (Neelov, Savchuk, 2003) и модели Н.Г. Яковлева в модификации И.А. Чернова (Чернов, 2011; Чернов, Толстиков, 2014).

Поскольку в настоящее время в научных исследованиях особенно ценится комплексность, нельзя не упомянуть некоторые другие аспекты изучения Белого моря, напрямую не связанные с температурой, но, несомненно, учитываемые в экосистемных и термогидродинамических расчетах. В первую очередь, это касается химических и биологических характеристик водной толщи.

Если опустить начальный период изучения, то наиболее важные гидрохимические и гидробиологические исследования начались в 50-х гг. XX в. на Беломорской биологической станции Карело-финского филиала АН СССР (ныне ББС Зоологического института РАН им. акад. О.А. Скарлато). На судне «Профессор Месяцев» были проведены комплексные экспедиционные исследования с охватом всей акватории Белого моря и толщи вод от поверхности до максимальных глубин. Сейчас здесь на м. Картеш активно продолжается работа, осуществляется биологическое, экологическое, гидрохимическое изучение моря, ведутся стационарные наблюдения при помощи научно-исследовательского судна «Профессор Владимир Кузнецов» и до недавнего времени судна «Картеш».

Огромное значение в изучении Белого моря сыграли в XX в. и продолжают активно работать сейчас Кандалакшский заповедник, ПИНРО и ММБИ КНЦ РАН (г. Мурманск), СевПИНРО, СЗО ИО РАН, ИЭПС УрО РАН (г. Архангельск), СУГКС, ГУТМС, ГОИН, ВНИРО, биологические станции МГУ и ЛГУ (ныне СПбГУ), ИО РАН (г. Москва), ЗИН РАН, РГГМУ, ААНИИ и Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена (г. Санкт-Петербург), ИВПС и ИБ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск)

и др. Аббревиатуры, названия различных научно-исследовательских организаций и фамилии исследователей можно перечислять довольно долго...

Таким образом, исследователи прошлых лет коснулись основных проблем, связанных с изучением температурного режима Белого моря. Но на сегодняшний день многие вопросы остаются слабо изученными, например изменение, а также изменчивость температурного режима, особенности ледового режима как важной составляющей теплообмена водоема, расчет и прогноз гидрометеорологических состояний Белого моря при разном комплексе климатических условий, термогидродинамическое моделирование.

1.3. Геологическое строение Белого моря

При изучении масштабов температурной изменчивости, обусловленной климатическими изменениями, связанными с колебаниями элементов водного баланса, необходима оценка геологического строения района Белого моря, поскольку продолжающиеся изогляциостатические движения отдельных блоков котловины (Невеский и др., 1977; Евзеров, 2009) изменяют уровень водоема, характеристики элементов водного баланса и теплообмен моря.

В тектоническом аспекте Белое море и его бассейн находятся на Восточно-Европейской платформе, занимая северо-восточную часть Фенноскандинавского щита и северо-западную часть Русской плиты. Разнородное геологическое строение и тектонический режим привели к формированию различных морфоструктур, которые на современном этапе развития на большинстве участков Фенноскандинавского щита представляют собой обращенную морфоструктуру (Морфоструктура и морфоскульптура..., 1986). Практически вся котловина водоема образована сбросами.

Восточная часть Фенноскандинавского щита сформировалась в архее (около 3 млрд лет назад), а на протяжении протерозоя архейский фундамент дробился на блоки: Карельский, Беломорский, Кольский и Мурманский (приблизительно 2 млрд лет назад) (Литосфера и гидросфера..., 2001). Большая часть Белого моря располагается в пределах Беломорского блока (Морфоструктура и морфоскульптура..., 1986). Все блоки отличаются значительной подвижностью, которая связана с изогляциостатической разгрузкой после таяния покровного ледника, начиная с аллерёда. К погружающимся районам относится

вся восточная часть моря (Балуев и др., 2009): берег от м. Канин Нос до устья Сев. Двины, берега Онежского залива и восток Кольского п-ва. Максимум опускания наблюдается в Двинском заливе и Горле (13 м за послеледниковое время) (Невесский и др., 1977). Поднятие характерно для северной части моря. Из-за глыбового строения Фенноскандинавского щита скорость его поднятия уменьшается от центра к периферии, причем скачкообразно. С движением блоков также связана и сейсмическая активность, проявляющаяся в пределах Кандалакшского залива (Литосфера и гидросфера..., 2001; Балуев и др., 2009).

Белое море шельфовое, рельеф его дна неровный и сложный. Представленная на рис. 5 батиметрическая карта получена при помощи цифровой модели (Kaitala et al., 2002) с шагом, равным 1' по широте и 2' по долготе, на основе современных и наиболее полных батиметрических данных.

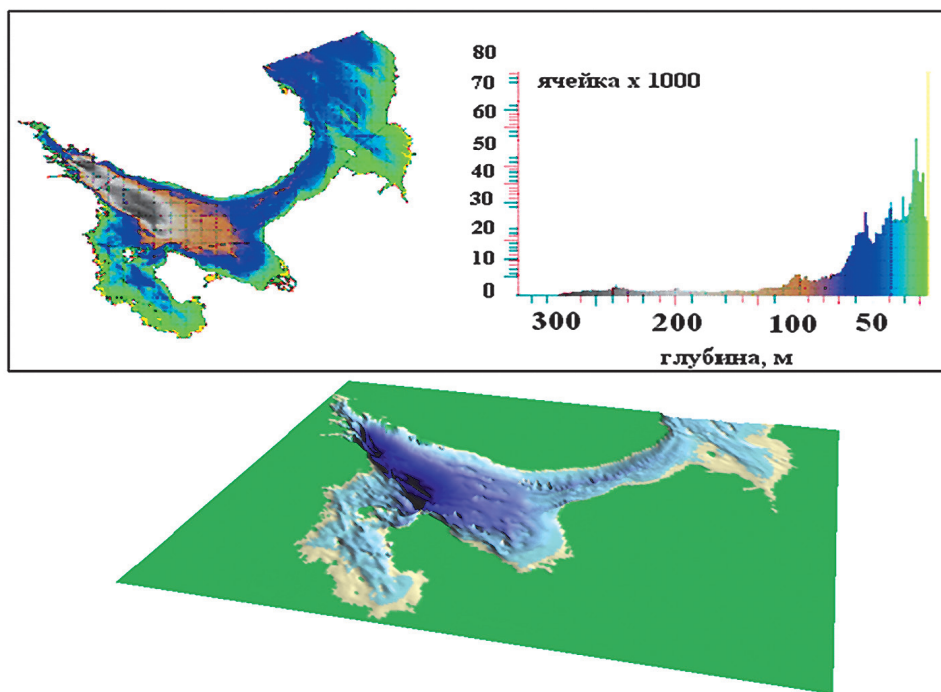


Рис. 5. Батиметрия Белого моря на основе цифровой модели TRANSAS/NIERSC, глубинная гистограмма и 3D модель (построена на основе: Kaitala et al., 2002)

Работа по составлению карты глубин Белого моря велась научным фондом «Нансен-центр» в содружестве с компанией TRANSAS (TRANsport Safety Systems, электронные технологии) и Главным управлением навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации (ГУНИО). Трехмерную карту Белого моря по данным Международного центра по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена построил О.В. Зимон, на тот момент сотрудник Института водных проблем Севера Карельского НЦ РАН.

На схеме (рис. 5) хорошо виден донный рельеф Белого моря, заметен желоб в Горле у Терского берега и резкий перепад глубин при выходе из Онежского залива в Бассейн. Эти особенности строения котловины оказывают существенное влияние на гидродинамику Белого моря, что мы увидим далее.

Самые глубокие части – это Бассейн и Кандалакшский залив – главная впадина Бассейна, которая в виде широкого желоба протягивается с северо-запада на юго-восток. Средняя глубина желоба более 100 м, его юго-восточная оконечность образует Двинский залив. В районе м. Турьего, относящегося к Кандалакшскому заливу, глубина достигает максимальной величины – 340 м. По дну Онежского залива протягивается неглубокий желоб, но, несмотря на впадину, дно Онежского залива несколько приподнято над соседними участками.

Северная часть моря мелководна, что оказывает значительное влияние на весь гидрологический режим Белого моря, в некоторых районах определяя его основные черты (например, в Горле). Характерен грядовый рельеф, сформированный приливными течениями. Глубины здесь в среднем составляют 30–50 м, а к границе с Баренцевым морем увеличиваются до 60–70 м, местами до 100 м. Центральная часть моря выровнена за счет седиментогенеза, большую ее часть занимает Центральная впадина с глубинами более 100 м.

Белое море как физико-географический объект сформировалось в геологическом плане недавно. Порядка 15 тыс. лет назад вся котловина Белого моря была заполнена покровным ледником, который начал таять в аллереде, и по периметру стали возникать многочисленные приледниковые озера. Озерно-ледниковый период тянулся в течение нескольких тысячелетий, таяние сменялось периодами похолоданий (Девятова, 1982). В аллереде толщина ледника составляла 1750 м, а уровень океана в то время был ниже современного на 120 м (Невесский и др., 1977). К концу аллереда в пресноводный водоем, расположенный на месте современного Белого моря, начинает поступать мор-

ская вода (Евзеров, 2009). В позднем дриасе (10,8–10,2 тыс. лет назад) вторжение соленой воды усиливается. Это было связано с повышением уровня Мирового океана на несколько десятков метров (Невеский и др., 1977; Евзеров, 2009). В результате – водоем осолонился, вода стала теплее. До этого момента круглый год наблюдалась обратная стратификация толщи воды: придонные воды имели положительные температуры, а поверхностные только летом превышали 0 °С (Белое море, 1995). В дриасе-3 всю поверхность водоема покрывали плавучие льды, но, предположительно, в северной глубоководной котловине сохранялся реликтовый донный лед.

Лишь в пребореале (10,2–9,3 тыс. лет назад) начинается таяние плавучих и донных льдов. Сокращение их площади идет от периферии к центру и с юга на север. Плавучие льды, естественно, таяли быстрее. С конца бореала (9,3–8,3 тыс. лет назад) Белое море можно считать сформировавшимся морским водоемом.

Таким образом, котловина Белого моря имеет непростое строение. Восточная и западная части существенно различаются в плане геологии, геоморфологии и седиментологии, что оказывает значительное влияние на термогидродинамические условия всего водоема.

1.4. Климат Белого моря и его водосбора

Характеристика климатического режима района Белого моря подготовлена на основе изучения литературных источников и статистического анализа данных многолетних инструментальных наблюдений на станциях и постах Федеральной службы Российской Федерации по гидрометеорологии и мониторингу природной среды (рис. 23, глава 2), имеющихся в базе данных ИВПС КарНЦ РАН «Белое море и его водосбор» (Толстиков и др., 2010).

Белое море принадлежит бассейну Северного Ледовитого океана. Среди всех процессов, влияющих на формирование его климата, наиболее значимым является относительная близость Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Так как море внутреннее, все процессы, происходящие над окружающей его сушей, проявляются в климате акватории. Над акваторией Белого моря и прилегающими участками суши климат является переходным от морского полярного на севере к континентальному умеренному на юге. По условиям образования район моря принадлежит атлантико-арктической зоне умеренного пояса.

Преобладающие в течение года воздушные массы, поступающие с Атлантики, обуславливают довольно теплую, но продолжительную зиму, прохладное короткое лето, значительную облачность, высокую влажность воздуха, достаточное количество осадков и неустойчивые погодные условия во все сезоны года. Для акватории Белого моря в течение года характерна частая смена воздушных масс, связанная с прохождением барических образований над акваторией. В целом для Белого моря наблюдается 215 дней с циклонами за год (Климат Карелии..., 2004). Интенсивная циклоническая деятельность, относительно быстрая смена синоптических процессов обуславливают заметную изменчивость, порой даже в течение суток, значений метеорологических показателей.

Зимой в климате сильнее сказывается влияние Атлантического океана, летом – материка, в чем проявляется муссонная тенденция (Хромов, 1950). Влияние Северного Ледовитого океана эпизодическое и выражается в субмеридиональном переносе воздушных масс с севера.

Для Белого моря характерно наличие плавучих льдов продолжительное время в году, есть припай в заливах, но нельзя говорить о сплошном ледяном покрове. Эффективное излучение (I), зависящее от температуры поверхности моря, отличается при различных условиях облачности и влагосодержания (над водой эти различия больше, чем надо льдом). Значительная часть акватории лежит южнее Полярного круга. Все вышеперечисленное относится к неоднородным поверхностям (будь то лед или вода) и гидрологическим фронтальным зонам. Отсюда уравнение радиационного баланса можно записать следующим образом (Взаимодействие океана и атмосферы..., 1991):

$$R = Q(1 - \alpha) - I,$$

где R – радиационный баланс; Q – суммарная радиация (прямая + рассеянная); α – альбедо подстилающей поверхности; I – эффективное излучение ($I\alpha - I\omega$ – разность встречного длинноволнового излучения и теплового излучения поверхности).

В приполярных широтах вследствие преобладания пасмурной погоды и небольшой высоты Солнца над горизонтом рассеянная радиация за год в среднем больше прямой (Север Европейской части СССР, 1966). Важное значение имеет облачность, так как в данном районе она может задерживать до 80 % всей солнечной радиации, достигающей атмосферы (Филатов, 1997). Средний балл общей облачности в районе Карельского побережья Белого моря – 7,2–7,5 за

год (Климат Карелии..., 2004). Максимум облачности отмечается с октября по декабрь – 7,8–8,2 балла от общей облачности, с января количество облачности начинает уменьшаться, достигая минимума в марте – в среднем 6,6 балла. В летние месяцы облачность составляет примерно 6,5–7,0 баллов.

Среднегодовое число пасмурных дней по общей облачности на водосборе Белого моря возрастает от 165 в южной части до 172 в северной (Климат Карелии..., 2004). Число ясных дней соответственно уменьшается в направлении с юга на север. Зимой характерна слоистая облачность, и практически две трети января стоит пасмурная погода. В зимние месяцы снежный покров увеличивает рассеянную радиацию, и она становится выше прямой в 2–4 раза. Летом, когда уменьшается облачность и повышается высота Солнца над горизонтом, прямая радиация либо равна рассеянной, либо превышает ее.

Поверхность моря, в свою очередь, влияет на циркуляцию атмосферы. В октябре–декабре над относительно теплыми водами моря воздушные массы дополнительно нагреваются, и тем самым создаются условия для поддержания циклонической деятельности, что приводит к высокой повторяемости облачности, сильных и штормовых ветров осенью и в начале зимнего периода, когда море еще свободно ото льда (Белое море, 1991).

В сезонном ходе радиационного баланса отмечается один минимум и один максимум. С октября по март радиационный баланс отрицательный из-за высокоширотного географического положения моря. Наименьшие значения приходятся на декабрь–январь (примерно – 46–50 кДж/см² для января) (Север Европейской части СССР, 1966). Баланс положительный с апреля по сентябрь. Наибольшие значения наблюдаются в июне–июле, но не достигают больших значений (12 кДж/см² для июля в самых северных частях моря).

Высокоширотное положение моря определяет продолжительность снежного покрова, который наблюдается здесь большую часть года. Альbedo снега колеблется между 30 и 95 %, ледяного покрова – 40 и 50 %, водной поверхности – 10 и 12 % (Европейский Север..., 1999). Главную роль в поступлении тепла в Белое море играет солнечная радиация (67 %) (Белое море, 1991).

Важным климатологическим показателем является продолжительность солнечного сияния (ПСС), зависящая от астрономических факторов (длина дня, высота солнца над горизонтом) и циркуляции атмосферы, которая обуславливает облачность. ПСС Белого моря составляет от 1200 (на севере) до 1700 ч (на юге) в год (Климат Каре-

лии..., 2004). Из них 690–850 ч приходится на летний сезон. Максимальная ПСС наблюдается в июле при минимуме облачности. В это время на большей части моря насчитывается в среднем 270–300 ч в месяц с солнечным сиянием, в заливах – 300–320 ч. Минимальная ПСС приходится на декабрь (0–6 ч). Почти везде отношение фактической продолжительности солнечного сияния к возможной составляет 32–37 %, по данным (Система Белого моря, т. 1, 2010).

Например, в 1968 г. ПСС для Канина Носа составила 933 ч, для Онеги – 1424 ч, причем дней без солнца в год – 186 и 133 соответственно для каждой из двух этих станций (табл. 1.2).

Таблица 1.2

Продолжительность солнечного сияния для 1968 г., ч
(Климатический справочник, 1968)

Станция	Сумма, ч	Дни без солнца
Канин Нос	933	186
Мыс Конушин	1252	150
Мезень	1274	144
Архангельск	1379	144
Онега	1424	133
Лоухи	1389	148

Хотя ПСС значительно изменяется от года к году, относительные величины остаются постоянными и наглядно демонстрируют влияние солнечной радиации на северные и южные районы Белого моря, поэтому использование данных 1968 г. оправдано.

Таким образом, на приход солнечного тепла оказывают влияние:

- высота солнца над горизонтом, изменяющая угол падения солнечных лучей;
- снежный и ледяной покровы, увеличивающие альбедо;
- прохождение циклонов, повышающих облачность.

Температура воздуха в районе Белого моря изменяется в направлении с севера на юг, с запада на восток и испытывает сезонную изменчивость. Особенности климатообразующих процессов определяют своеобразие годового хода температуры, время наступления экстремальных значений, интенсивность нарастания и падения тем-

пературы из месяца в месяц. Например, среднегодовая температура 1968 г. для Канина Носа составляла $-2,5^{\circ}\text{C}$, а для Онеги $-0,1^{\circ}\text{C}$ (табл. 1.3).

Таблица 1.3

Средние значения температуры воздуха для 1968 г., $^{\circ}\text{C}$
(Климатический справочник, 1968)

Станция	Средне- годовая	Средняя мак- симальная	Средняя минимальная	Абсолютный максимум	Абсолютный минимум
Канин Нос	-2,5	0,4	-4,8	22,3	-27,3
Конушин	-2,6	0,5	-5,8	24,7	-34,9
Мезень	-3,0	1,3	-7,0	27,6	-40,2
Соловки	0,1	3,1	-2,9	24,1	-31,1
Архангельск	-1,1	3,1	-5,2	29,0	-40,4
Онега	-0,1	4,1	-3,7	29,0	-38,0
Лоухи	-0,2	3,8	-4,8	27,0	-38,5

Вследствие адвекции атлантического воздуха и нарастания континентальности в восточном направлении среднегодовая температура в 1968 г. составила для станций Лоухи $-0,2^{\circ}\text{C}$, а для Мезени $-3,0^{\circ}\text{C}$. Для периода климатической нормы (1961–1990 гг.) осреднение выполнила к.г.н. Л.Е. Назарова. По ее данным, за 1961–1990 гг. температура составила для станции Архангельск $0,8^{\circ}\text{C}$, Онега $1,5^{\circ}\text{C}$, Мезень $-0,8^{\circ}\text{C}$, Канин Нос $-1,1^{\circ}\text{C}$. Для периода осреднения 1991–2013 гг. показатели температуры по всем станциям еще выше, причем самый сильный скачок произошел в течение последних 20 лет (Филатов и др., 2012; Назарова, 2014). Такое повышение температуры воздуха ярче проявляется в зимние месяцы, что вызвано усилением циклонической активности за это время.

В течение года температура воздуха в районе Белого моря изменяется следующим образом: зимой понижается с севера на юг и с запада на восток, а летом нарастает с севера на юг и с запада на восток (табл. 1.4 и 1.5).

Зима в районе Канина и Кольского п-ва наступает в конце октября. На юге моря зимний сезон начинается в конце ноября – первой половине декабря, а заканчивается для северо-востока Восточно-Европейской равнины в конце апреля, в районе Онеги – в марте–

апреле (Европейской Север..., 1999). Вдоль восточного побережья Белого моря, протягиваясь глубоко на юг, проходит изотерма -12°C . Зима здесь суровая, с частыми метелями и сильными морозами.

Таблица 1.4

Среднемесячная температура воздуха на ГМС Белого моря, $^{\circ}\text{C}$
(Климатический справочник, 1968)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Канин Нос	-8,2	-9,6	-8,9	-4,6	-0,7	3,9	8,2	8,2	5,6	1,4	-2,5	-6,1
Сосновец	-9,6	-10,6	-8,7	-3,8	0,4	4,6	8,1	8,7	6,4	1,4	-3,0	-6,6
Мезень	-14,0	-13,6	-9,7	-2,5	3,4	9,9	13,4	11,8	6,5	-0,2	-6,2	-11,5
Лоухи	-12,0	-12,2	-8,6	-1,9	4,4	10,8	14,4	12,3	7,0	0,6	-3,0	-8,9
Кемь-порт	-10,6	-11,0	-7,3	-1,1	4,1	9,9	13,5	12,7	8,1	2,0	-3,2	-7,5
Соловки	-9,2	-10,1	-7,2	-1,4	3,6	9,2	12,9	12,1	8,0	2,7	-1,8	-6,1
Беломорск	-10,7	-11,0	-7,4	-0,6	5,3	10,9	14,6	13,1	8,0	1,8	-3,3	-8,0
Онега	-11,7	-11,6	-7,5	0,1	6,3	12,6	15,8	13,9	8,3	1,8	-3,6	-9,0

Таблица 1.5

**Среднемесячная температура воздуха в районе
Карельского берега Белого моря за многолетний период, $^{\circ}\text{C}$**
(Климат Карелии..., 2004)

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
T, $^{\circ}\text{C}$	-9,8	-10,1	-6,1	1,3	1,3	19,0	16,3	14,3	9,4	3,4	-2,1	-6,6	2,5

В 95–97 % случаев (Европейский Север..., 1999) температура воздуха в районе Белого моря зимой отрицательная и может опускаться до -35 – -40°C в отдельных районах. Сравнительный анализ имеющихся в нашем распоряжении метеорологических данных (см. главу 2) позволил охарактеризовать распределение внутригодовой приземной температуры воздуха района Белого моря.

Самый холодный месяц над акваторией Белого моря – февраль (около -12°C), а в вершинах Онежского и Двинского заливов, где проявляется континентальность, – январь (до -14°C). Разность между среднемесячной температурой воздуха января и февраля состав-

ляет 0,5–1,0 °С (Белое море, 1991). Декабрь и март теплее февраля в среднем на 2–4 °С. В открытых районах моря разность температур воздуха самого холодного (январь–февраль) и самого теплого (июль–август) месяцев составляет 18–21 °С, а над заливами и побережьями – 23–28 °С. Переход средней суточной температуры через 0 °С происходит весной раньше всего на юге Онежского залива (в середине апреля), а заканчивается в начале второй декады мая в Воронке. В Двинском заливе в 5 % случаев переход бывает в начале первой декады апреля, в 95 % – в начале первой декады мая (Белое море, 1991). Наиболее интенсивный рост температуры происходит с марта–апреля: на 4–5 °С за месяц в северной части и 6–7 °С у побережий (Белое море, 1991).

Южнее 65° с.ш. лето начинается в мае. Севернее этот сезон запаздывает примерно на месяц. Устойчивый переход средней суточной температуры через 10 °С наблюдается только в южной части моря и Горле, причем в Горле продолжительность периода с температурой выше 10 °С составляет 15–16, в Бассейне 60–70, в заливах до 90 сут (Европейский Север..., 1999). Средняя суточная температура устойчиво переходит через 15 °С только в вершинах Двинского и Онежского заливов. В других районах моря выделяются отдельные дни с такой температурой в июне–августе. Самым теплым месяцем в южной части моря является июль (в среднем 15 °С), а в северной – август (10 °С). Средняя многолетняя температура воздуха июля и августа в открытом море различается лишь на несколько десятых долей градуса, а у южного побережья – на 1–2 °С. Летом преимущественно сохраняется пасмурная погода с частыми дождями, сильными ветрами и с вторжениями карских холодных воздушных масс, которые способны понизить температуру воздуха до –1 или –2 °С на Кольском п-ве, севере Карелии и севере Архангельской области (Север Европейской части СССР, 1966). Кроме холодных вторжений, могут наблюдаться и теплые, приходящие с юго-востока, юга и юго-запада. Заканчивается лето в августе на севере и в сентябре на юге водосбора Белого моря. Понижение температуры воздуха начинается с августа у побережий и с сентября в открытой части моря. В Воронке средняя месячная температура в сентябре выше, чем в июне, в Горле и центральной части Бассейна значения температуры в эти месяцы приблизительно одинаковы, в остальной части моря июнь теплее сентября. Максимальное падение температуры происходит от сентября к октябрю (на 5–6 °С) (Белое море, 1991). В это время температура воздуха побережий становится ниже температуры воды, а над центральной частью моря ее горизонтальный градиент почти равен нулю. Осенью переход

температуры через 0°C менее продолжителен: начинается он в середине октября в Мезенском заливе и завершается в ноябре по всему морю. Переход к отрицательным значениям в 5 % случаев происходит в конце первой декады октября, а в 95 % – в середине второй декады ноября (Белое море, 1991).

В изменениях температуры воздуха можно выделить квазипериодическую и эпизодическую составляющие. Квазипериодическая составляющая связана с суточным и годовым ходом температуры, зависящим главным образом от астрономических причин; эпизодическая связана с циркуляционными процессами атмосферы, отдельными вторжениями воздушных масс с севера, северо-востока и юга, нарушающими общую картину распределения температуры.

Суточный ход температуры воздуха практически во всех районах моря имеет синусоидальный характер (с дневным максимумом и ночным минимумом). Однако экстремумы в течение года различны. Для зимы характерен дневной максимум в 12–14 ч, летом он наступает от 14 до 16 ч в зависимости от района моря (Белое море, 1991). Минимум наблюдается обычно в силу особенностей теплоотдачи воды за 1–2 ч до восхода Солнца. Отсюда понятно смещение экстремумов в различное время года.

Годовой ход среднемесячной температуры показан на рис. 6. Он характеризуется двумя максимумами и двумя минимумами.

Основной максимум температуры воздуха выражен летом и связан с интенсивной инсоляцией в июле. Осенью море быстро выхолаживается из-за отсутствия сплошного ледяного покрова. В отдельные

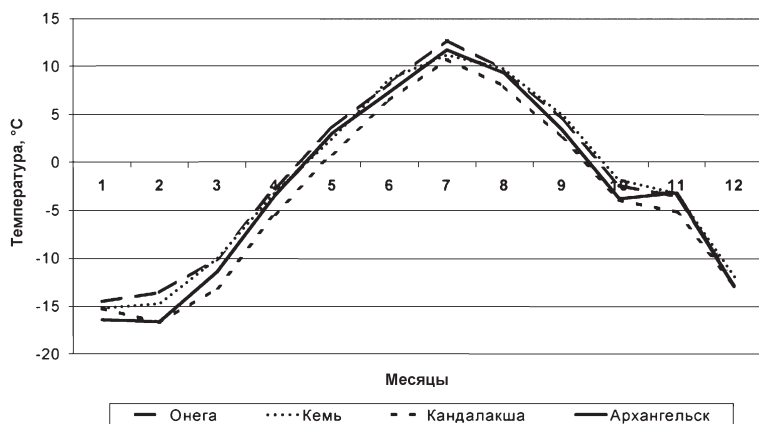


Рис. 6. Годовой ход среднемесячной температуры воздуха для 1977 г.

годы в ноябре выделяется еще один незначительный максимум, связанный с ростом циклонической активности. Кроме того, тепло поступает в атмосферу с поверхностей полыней и разводей, выделяется при замерзании воды, что может привести к повышению температуры воздуха в холодное время года на 3–4 °С в сутки над тонким льдом (Климатология, 1989). Минимум температур приходится на февраль.

Внутрисуточная изменчивость температуры оценивается по разнице истинной максимальной и истинной минимальной температур за сутки. Зимой для северной части моря амплитуда колебаний этой температуры составляет 1 °С (Система Белого моря, 2010), на юге – несколько больше. Такой ровный ход суточной температуры в зимнее время связан с отсутствием притока солнечной радиации на севере, малым его количеством на юге и преобладанием сплошной облачности. Летом и весной внутрисуточная изменчивость значительная, что связано с поступлением солнечного тепла днем и радиационным выхолаживанием ночью.

Междусуточная изменчивость температуры воздуха (рис. 7) выражается в двух максимумах и двух минимумах в течение года.

Основной максимум междусуточной изменчивости температуры воздуха наблюдается зимой, в период наиболее интенсивного циклогенеза. Второй максимум междусуточной изменчивости значительно меньше и связан с меридиональным переносом тепла с суши летом. Минимумы приходятся на переходные сезоны. Весенний связан с

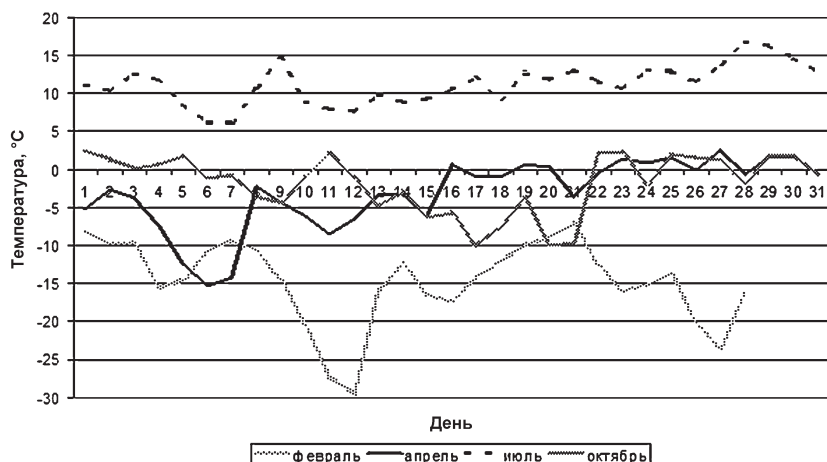


Рис. 7. Междусуточная изменчивость температуры воздуха для ст. Кемь-порт, 1977 г.

затратами тепла на таяние льда и снега и наступает в разное время в зависимости от широты района моря: в апреле на севере, в мае на юге (Белое море, 1991). Осенью, когда с поверхности моря идет значительная теплоотдача при низких значениях количества солнечной радиации и сезонном понижении температуры, выделяется еще один минимум междусуточной изменчивости температуры воздуха.

Для характеристики межгодовой изменчивости температуры воздуха рассмотрим ход температуры приземного слоя воздуха ст. Архангельск за многолетний период. Амплитуда колебаний среднесуточной температуры в отдельные годы здесь может составлять 70°C (от -45 до $+25^{\circ}\text{C}$), а среднегодовая температура воздуха колеблется в пределах $-2,5...+3,5^{\circ}\text{C}$ (рис. 8).

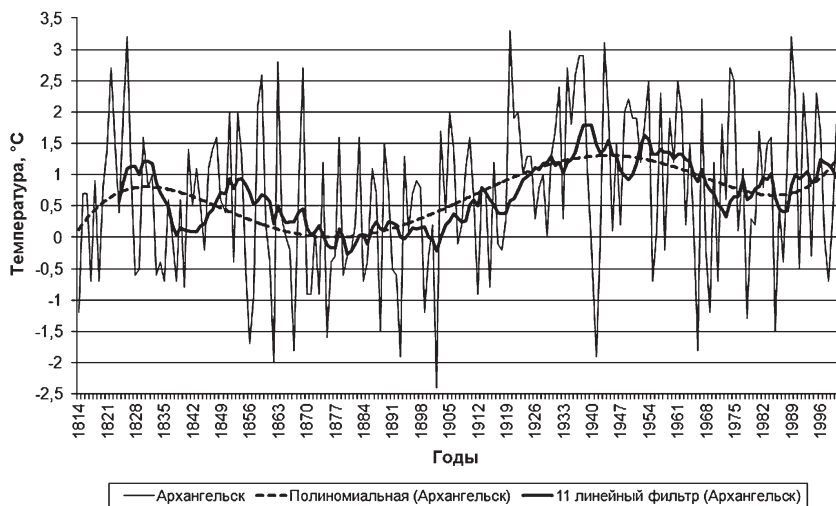


Рис. 8. Ход среднегодовых температур приземного слоя воздуха ст. Архангельск, 1814–1999 гг. с 11-летней фильтрацией и полиномиальным трендом 6-й степени

Отчетливо проявляется периодичность в 185-летнем ходе температуры воздуха. Для выделения периодов проведем спектральное разложение среднегодовых значений температуры воздуха.

На рис. 9 видно, что в спектре температуры воздуха $St(\omega)$ доминируют колебания с временными масштабами 4–5 лет и около 11–13 лет. Причина существования всех выявленных квазипериодов заключается в колебании солнечной активности, нутации земной оси и воздействии барических образований из Северной Атлантики (Мак-

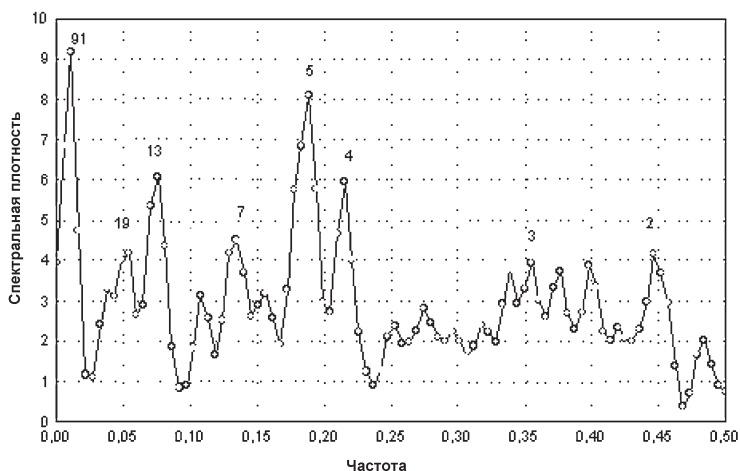


Рис. 9. Функция спектральной плотности температуры воздуха приземного слоя за 185 лет (ст. Архангельск).

Вверху каждого пика указаны временные масштабы в годах

симов, 1995; Бойцов, 2008). Подобные закономерности изменчивости температуры воздуха с теми же цикличностями отмечаются для спектров температуры воздуха достаточно обширной территории физико-географической страны Фенноскандии (Филатов, 1997).

При всех связях солнечной радиации и температуры воздуха район Европейского Севера России характеризуется неоднозначностью взаимозависимости радиационного баланса и термического режима. Например, региональные изменения приземной температуры воздуха исследуемого района не отражают в полной мере общей положительной тенденции изменения глобальной температуры (Климат Карелии..., 2004). Однако стоит учитывать усиление зимней циклонической активности за последние 20 лет (см. выше).

На рис. 10 показан временной ход средней годовой температуры воздуха по данным метеорологических станций Карельского побережья Белого моря, построенный при помощи модели ЕСНАМ4/ОРУСЗ (Филатов и др., 2003). При этом можно отметить лишь слабую тенденцию к потеплению ($0,1\text{ }^{\circ}\text{C}/40\text{ лет}$).

На территории Восточной Фенноскандии значения годовой температуры воздуха в целом не являются монотонно возрастающими в течение XX в.: на смену потеплению 1930-х гг. пришло похолодание 1960–1970-х, которое, в свою очередь, сменилось повышением температуры воздуха в конце 1980-х, что хорошо видно на рис. 10.

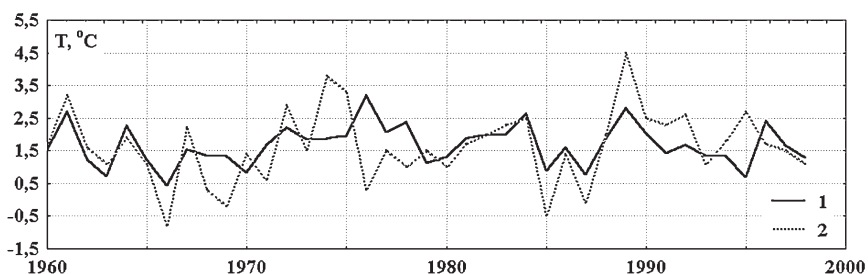


Рис. 10. Результаты моделирования на модели ЕСНАМ4/ОРУСЗ (1) и измеренные значения среднегодовой температуры воздуха (2) для территории Карелии за период 1960–1999 гг. (Филатов и др., 2003)

По модели ЕСНАМ4/ОРУСЗ в ИВПС КарНЦ РАН осуществлен расчет изменения климата на 2000–2050 гг. по двум сценариям (Климат Карелии..., 2004). В первом случае (сценарий G) предполагается удвоение содержания углекислого и других парниковых газов в атмосфере Земли к 2100 г. Во втором сценарии (GA) дополнительно учитывается прямой эффект влияния аэрозолей техногенного происхождения на радиационный баланс атмосферы.

В соответствии с результатами моделирования на модели ЕСНАМ4/ОРУСЗ в изучаемом регионе возможны заметные изменения климатического режима. В новых климатических условиях возможно смещение годовых изотерм и изогий в северном направлении (рис. 11 и 12). Для Кольского полуострова по обоим сценариям климатическая норма годовой температуры воздуха может увеличиться от $-0,7$ до $0,2$ °C, годовые суммы осадков в средних многолетних значениях возрастут от 461 до 482–486 мм.

В настоящее время наибольшие положительные тренды температуры воздуха отмечены в весенние сезоны по всей изучаемой территории (рис. 13), в то время как в будущем по обоим сценариям наибольшие положительные тренды будут характерны для зимних месяцев (декабрь–февраль).

Согласно модельным данным, возможны значительные изменения в распределении среднемесячных температур воздуха: месяцы с мая по октябрь станут более теплыми, чем в настоящее время.

Выявлено (Климат Карелии..., 2004), что если глобальный климат будет изменяться в соответствии с предполагаемыми сценариями, то норма региональной температуры воздуха в 2000–2050 гг. возрастет на $0,4$ – $1,4$ °C по сравнению с наблюдавшейся во второй половине XX в.

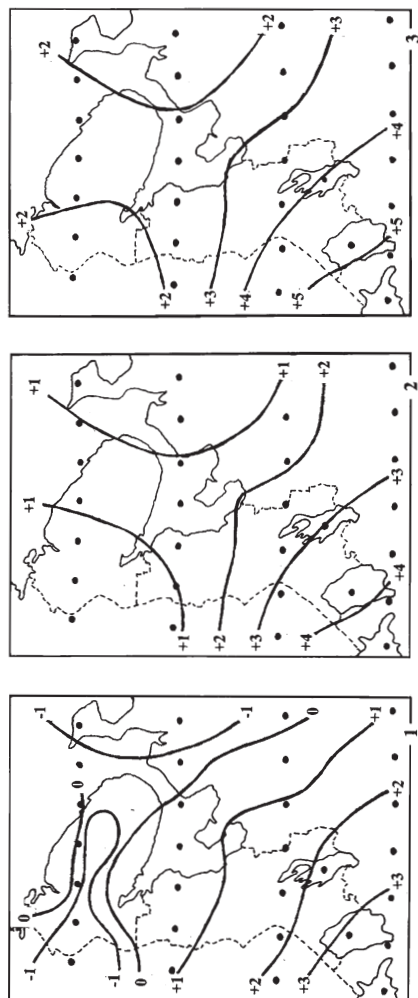


Рис. 11. Пространственное распределение нормы годовой температуры воздуха для периода 1950–2000 гг. (1) и 2000–2050 гг. по сценариям GA (2) и G (3) соответственно (Климат Карелии..., 2004)

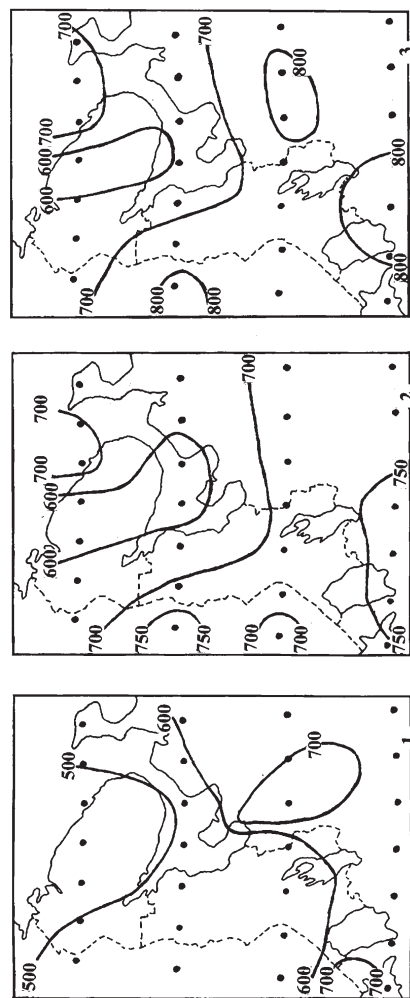


Рис. 12. Пространственное распределение нормы годового количества осадков для периода 1950–2000 гг. (1) и 2000–2050 гг. по сценариям GA (2) и G (3) соответственно (Климат Карелии..., 2004)

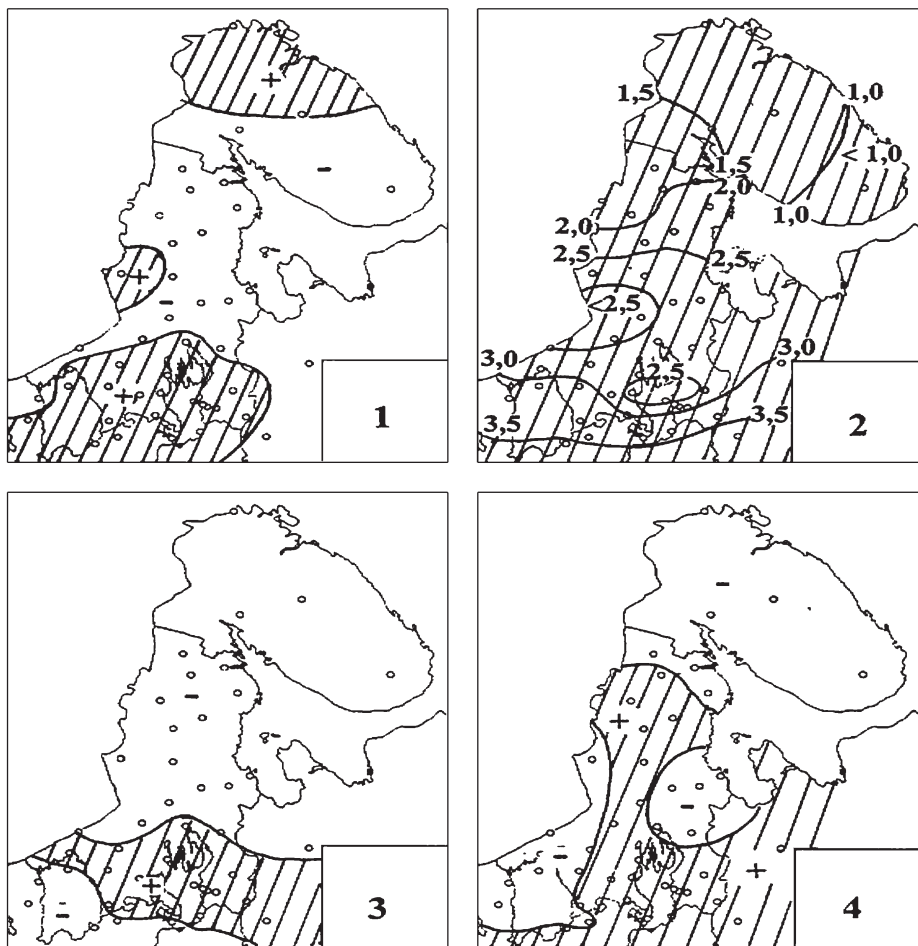


Рис. 13. Пространственное распределение зон положительного (заштриховано) и отрицательного трендов сезонных температур воздуха за 1951–1999 гг. 1 – зима; 2 – весна; 3 – лето; 4 – осень (Филатов и др., 2003)

Циркуляционные процессы атмосферы влияют таким образом, что средние температуры рассматриваемого района на всем обширном пространстве выше среднеширотных. Это, скорее всего, связано с выносом тепла системой течений Гольфстрим (Северо-Атлантическим и Нордкапским течениями) (см. главу 3). Потепление, проявляющееся на Севере Европейской части России, может вызывать смещение климатических зон к северу (Филатов, 1997).

Все циркуляционные процессы, по Г.Я. Вангенгейму – А.А. Гирсу, делятся на зональные, меридиональные и смешанные. Так как Белое море находится в зоне действия западного переноса (W-циркуляция), здесь характерными являются зональные процессы, т.е. перенос воздушных масс с запада на восток. По мере прохождения над территорией Фенноскандии атлантический воздух остывает и возникают температурные различия западного и восточного побережий Белого моря, постепенно нарастает континентальность. Но эта закономерность может нарушаться холодными вторжениями с севера (С-циркуляция). Меридиональные процессы перемещают арктический воздух на юг или, наоборот, переносят воздушные массы (ВМ) с юга на север. С северо-запада ВМ идут над открытыми водами Атлантического океана. Они относительно холодные. Северо-восточные ВМ зимой идут надо льдом, поэтому они еще холоднее и суше. Летом также преобладают зональные процессы. Характерным является господство атлантических и арктических ВМ, которые изредка сменяются циркуляцией восточного направления (Е-циркуляция).

С начала XX в. отмечалась незначительная тенденция понижения интенсивности западной W формы, при которой наблюдалось слабо заметное снижение речного стока (Смирнова и др., 2001). Характерно, что в 20-е и 30-е гг. XX в. отмечен резкий спад интенсивности западной циркуляции, приносящей влажные воздушные массы. 1929-1939 гг. отнесены А.А. Гирсом (Гирс, 1971) к эпохе формы Е, характеризующейся наименьшим количеством атмосферных осадков. Следующие 20 лет климат был более умеренным, а в 60-е и первую половину 70-х гг. имело место резкое сокращение западных переносов (1976 г. – 36 дней), речной сток на севере Европейской части России был ниже нормы, а на большинстве гидрометеорологических станций наблюдалось падение уровня воды. С середины 1970-х гг. начинается увеличение числа дней с западным переносом с соответствующим ростом речного стока, и эти процессы с некоторым сдвигом во времени формируют значительный рост уровня воды, тенденции распреснения и повышения температуры воды в различных районах Белого моря, в среднем продлившиеся до 1990-х гг. (Смирнова и др., 2001). Период, начиная с 1985 г., характеризовался положительными аномалиями восточных переносов (Е), а повторяемость западной формы (W) была близка к норме. Сток отдельных рек в Белое море, за исключением р. Мезень, и суммарный речной сток отличались положительными аномалиями.

В районе Белого моря преобладает W-циркуляция в течение всего года (табл. 1.6), но в настоящее время наблюдается увеличение числа дней в году с переносом восточных ВМ, что стало одной из причин

повышения среднегодовой температуры воздуха над Восточной Фенноскандией (Филатов, 1997).

Таблица 1.6

**Индексы глобальной циркуляции
в широтной зоне 50–70 с.ш. за период 1951–2000 гг.
(Груза, Коровкина, 1991)**

Месяц	Индексы циркуляции	Месяц	Индексы циркуляции
Декабрь	30W–30E	Июнь	20E–50E
Январь	40E–90E	Июль	100E–130E
Февраль	110W–140W	Август	100W–140W
Март	30W–10E	Сентябрь	20W–40E
Апрель	20E–80E	Октябрь	50E–90E
Май	110W–140W	Ноябрь	110W–140W

Ветровой режим местности при одних и тех же синоптических условиях, но при разном рельефе подстилающей поверхности может значительно различаться. Из-за ограниченного количества станций наблюдения за метеовеличинами, а также сложности рельефа водосбора трудно описать ветровые условия в целом для Белого моря. Однако попытаемся это сделать.

На рассматриваемой территории с сентября по март преобладают ветры западного и юго-западного направлений (повторяемость ветров этих направлений составляет соответственно 17–23 и 15–21 % за год) (Климат Карелии..., 2004), к ноябрю возрастает повторяемость ветров северных направлений. В октябре–ноябре отмечается смена ветров северных направлений на южные и увеличивается повторяемость штормов, которые приводят к нагонам. В холодное время года ветры более устойчивы по направлению и максимальны по силе, что связано с возникновением в это время больших горизонтальных градиентов атмосферного давления. Значения среднемесячной и среднегодовой скоростей ветра, по данным метеостанций (см. главу 2, рис. 23), расположенных в рассматриваемом районе, приведены в табл. 1.7 (Белое море, 1991).

На Карельском берегу Белого моря (по данным береговых и островных станций; см. главу 2) в течение года преобладают ветры со скоростью от 3,5 до 5,3 м/с, на метеостанциях, удаленных от берега моря (Лоухи) скорость ветра меньше – 2,8–3,4 м/с.

Важной характеристикой ветрового режима является число дней с сильным ветром. В среднем в изучаемом районе отмечается от 11 до 21 дней в году, когда хотя бы в один из сроков наблюдений скорость ветра была равна 15 м/с (Климат Карелии..., 2004). За это время на метеостанциях были отмечены случаи усиления ветра до 30 м/с (Кемь-порт; Разнаволок) и до 40 м/с (Гридино, сентябрь 1970 г.).

Таблица 1.7

Среднемесячная и годовая скорость ветра, м/с
(Белое море, 1991)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Лоухи	3,0	3,0	3,2	3,1	3,3	3,4	3,0	2,8	3,1	3,3	3,4	3,2	3,2
Гридино	4,9	4,6	4,7	4,7	4,9	4,9	4,6	4,6	5,1	5,3	5,1	5,0	4,9
Кемь-порт	5,3	5,0	5,2	4,7	4,8	4,8	4,4	4,3	5,0	5,5	5,7	5,3	5,0
Жужмуй	4,9	4,8	4,5	4,3	4,2	4,0	3,8	3,9	4,8	5,4	5,4	5,1	4,6
Разнаволок	4,9	4,8	4,7	4,3	4,6	4,6	4,3	4,3	4,9	5,4	5,7	5,2	4,8
Колежда	4,3	4,4	3,9	3,9	4,1	4,2	3,6	3,5	3,9	4,3	4,6	4,4	4,1

Понижение атмосферного давления в рассматриваемом районе определяется усилением западного переноса и возрастанием циклонической активности.

На фоне макроциркуляционных процессов стоит обратить внимание на явления синоптического масштаба. Так, летние атлантические циклоны приносят атмосферные осадки и понижают среднюю температуру воздуха, а зимние арктические вторжения холодного воздуха в тылу проходящих циклонов (подвижные антициклоны) дают безоблачную погоду с похолоданием. Зимой атлантические ВМ смягчают морозы и приносят потепление.

Исходя из анализа движения циклонов за более чем 50-летний период перемещающиеся циклоны подразделяются на ныряющие, западные, южные и аномально смещающиеся (Климат Карелии..., 2004). По Ю.И. Инжебейкину (Инжебейкин, 2001), при западных циклонах в зависимости от того, проходит ли центр циклона над Баренцевым или Белым морем (или южнее последнего), механизм формирования штормовых нагонов имеет существенные различия. Поэтому циклоны, отнесенные к западным, были им разделены на «западные по Баренцеву» и «западные по Белому морю». Обычно циклоны пере-

мещаются над Белым или Баренцевым морем преимущественно с запада на восток с цикличностью 4–6 сут. Повторяемость циклонов типа ныряющих и западных составляет около 88 % (Белое море, 1991). Наиболее часто циклоны этого типа из центральных районов европейской территории, углубляясь, смещаются к северу и проходят Белое море восточнее или юго-восточнее. Траектории аномально смещающихся циклонов разнообразны.

В годовом ходе направления ветров ярко выражена муссонная тенденция, которая проявляется из-за окраинного положения Белого моря на материке. Подобные процессы, происходящие в атмосфере, были известны еще А.И. Воейкову («муссонное влияние») (Воейков..., 1956), но впервые обосновал и разделил понятия «муссон» и «муссонная тенденция» С.П. Хромов (Хромов, 1950). Для муссонной тенденции угол между биссектрисами четвертей горизонта, откуда дует преобладающий в разные сезоны ветер, должен быть не менее 120°.

В целом для Белого моря спектр направления ветров довольно рассеян: с сентября по март преобладают ветры южных, юго-западных и западных румбов (осенне-зимняя муссонная тенденция), с апреля по август господствуют северные, северо-восточные и восточные ветры (весенне-летняя муссонная тенденция).

На основании изученности циркуляционных процессов для Белого моря выделяют следующие типы погоды (Люция Белого моря, 1995):

1. Юго-западный холодный зимний тип, *зимняя муссонная тенденция*, формируется при наличии антициклона южнее Белого моря с одновременным развитием циклонической деятельности над Баренцевым морем. Здесь преобладают ветры юго-западных румбов со скоростью 5–9 м/с при ясном небе или небольшой слоисто-кучевой облачности. Наиболее низкая температура воздуха наблюдается в феврале (–14 °С).
2. Северный зимний тип. Наблюдается в тыловых и центральных частях циклонов, которые располагаются над восточной и юго-восточной частями Баренцева моря. Холодный арктический воздух проходит над сравнительно теплой, свободной ото льда поверхностью Баренцева моря, прогревается и увлажняется. Эти воздушные массы становятся неустойчивыми, образуется кучевая и кучево-дождевая облачность. В результате выпадают обильные осадки в форме мокрого снега. Скорость ветра может достигать 12–15 м/с. Температура воздуха февраля –12 °С.
3. Северо-восточный зимний тип. Он формируется при смещении антициклонов с Карского моря или северо-западной части

Сибири. Преобладают северо-восточные ветры со скоростью 5–12 м/с при преимущественно безоблачном небе. Температура февраля –9 °С.

4. Юго-западный теплый тип. Наблюдается при прохождении над Белым морем циклонов с Атлантического океана. Ветра здесь юго-западных румбов со скоростью 12–23 м/с, которые постепенно ослабевают до 5–9 м/с. Небо пасмурное, при наличии осадков в форме снега, часто наблюдаются туманы. Температура февраля –9 °С.
5. Северный летний тип свойствен *летней муссонной тенденции*. Наблюдается при развитии антициклонов над Баренцевым морем и циклонической деятельности юго-восточнее и южнее Белого моря. Здесь преобладают северо-восточные ветры со скоростями 3–9 м/с. Облачность значительная, часты туманы и морозящие дожди в северной части и в Горле. Средняя температура колеблется от 10 °С в июле до 6 °С в сентябре.
6. Юго-западный летний тип. Наблюдается при прохождении циклонов над Баренцевым морем. Характерны юго-западные и западные ветры со скоростями 7–12 м/с. Изредка отмечаются шквалы до 19 м/с, которые резко меняют облачность. Сопровождаются они ливневыми дождями. Среднемесячная температура колеблется от 8 до 13 °С.
7. Юго-восточный летний тип. Наблюдается при развитии обширного антициклона над северо-восточной частью Европы. Для него характерно преобладание юго-восточных ветров со скоростью 3–7 м/с. Над открытым морем облачность не развивается, а над побережьем наблюдаются кучевые облака. Средняя температура колеблется от 16 °С в июле до 10 °С в сентябре.
8. Восточный летний тип. Обуславливается взаимодействием устойчивого антициклона над Баренцевым морем и циклонов, приходящих с юга. Преобладают восточные ветры со скоростью 5–9 м/с. Облачность в этом районе сплошная низкая, часты сильные дожди. Средняя температура колеблется от 5 до 12 °С.

Как видно, муссонная тенденция проявляется отчетливо, оказывая значительное влияние на режим выпадения осадков. Это сказывается на изменчивости влажности воздуха, повышении амплитуды температур и в целом проявляется в нарастании континентальности с запада на восток. Кроме того, муссонный режим ветра является до-

минирующим фактором формирования сезонного хода уровня Белого моря (Инжебейкин, 2003).

В холодное время года атлантический воздух холодный и устойчиво стратифицированный. Арктические воздушные массы становятся неустойчивыми, когда приходят на сушу. Конвекция протекает активно, но количество осадков снижено вследствие незначительного содержания влаги в данном типе воздушных масс.

За счет атлантических воздушных масс формируются и выпадают осадки над Белым морем. Южнее 64° с.ш. выпадает более 500 мм осадков, чуть севернее – менее 500 мм и на побережье Баренцева моря – 350–400 мм (табл. 1.8).

Таблица 1.8

Средние многолетние суммы осадков, мм

(по: Климатический справочник, 1968;
Белое море, 1991; Назарова, 2014¹)

Станция	Среднегодовые, мм (данные 1968 / 1991 / 2014 гг.)	Максимум за сутки, мм
Канин Нос	354 / 412 / 443	9,0
Сосновец, о-в	343 / 389 / –	–
Мезень (Каменка)	423 / 479 / 573	18,0
Лоухи	467 / – / –	23,6
Кемь	425 / – / 514	–
Архангельск	529 / 590 / 625	14,8
Онега	543 / 608 / 618	28,0

Как видно из табл. 1.8, количество осадков по данным (Белое море, 1991) для всех указанных станций больше по сравнению с (Климатический справочник, 1968), что согласуется с изменением в этом регионе режима увлажнения с 1951 по 2000 г. (Климат Карелии..., 2004). Более того, за последние 20 лет количество осадков по всему водосбору Белого моря стало еще больше (см. табл. 1.8), что связано с усилением циклонической активности и ростом интенсивности выпадения осадков (Филатов и др., 2012). Минимальное годовое коли-

¹ Расчеты выполнены к.г.н. Л.Е. Назаровой в 2014 г. за период 1991–2013 гг.

чество осадков выпадает в центральных частях Бассейна и Воронки (менее 300 мм), а максимальное наблюдается над относительно теплой южной частью моря, т.е. над Двинским и Онежским заливами (500–600 мм). Такое распределение осадков объясняется тем, что воздух в северной части Белого моря лучше стратифицирован. В годовом ходе наибольшее количество осадков приходится на лето и осень (с июня по октябрь) (табл. 1.9).

Таблица 1.9

**Среднемесячные значения осадков
в районе Карельского берега Белого моря, мм**
(Климат Карелии..., 2004)

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Осадки, мм	35	29	29	34	42	50	65	69	66	62	43	43	567

На границе с Баренцевым морем максимум осадков отмечается в октябре (50–75 мм), на остальной акватории моря – преимущественно в августе или сентябре, что связано с усиливающейся в этот период времени циклонической деятельностью и выпадением фронтальных осадков. Наименьшее количество осадков выпадает в феврале–марте (в среднем 15–24 мм/мес) (Климат Карелии..., 2004). Весенний минимум обусловлен ослаблением циклонической деятельности в северных районах.

Белое море способствует повышению среднегодовых температур воздуха на суше и создает минимум осадков на побережье (Филатов, 1997). Здесь закономерности летних климатических условий существенно отличаются от зимних. Холодные воздушные массы, приходящие с моря, нагреваются над сушей и поглощают влагу.

Таким образом, количество осадков уменьшается с юга на север и с запада на восток. Формируются и внутримассовые осадки, которые вносят свой вклад в распределение поверхностного слоя Белого моря.

Несмотря на сравнительно небольшое количество осадков за год, весь район переувлажнен. Причем южное побережье сильно заболочено в связи с особенностями рельефа в низовьях рек Северная Двина и Онега и продолжающимся здесь тектоническим опусканием земной коры (см. раздел 1.3). В результате создаются условия для увеличения пресного стока с территории водосбора, что, в свою очередь, оказывает воздействие на температурный режим Белого моря.

1.5. Водный баланс Белого моря

В общем виде водный баланс Белого моря имеет вид (Белое море, 1991):

$$V_c + V_o - V_n \pm V_v \pm V_l = \Delta V,$$

где V_c – объем речного стока, включая долю подземной составляющей; V_o – объем осадков, выпавших на поверхность моря; V_n – объем испарившейся с поверхности моря воды; V_v – водообмен с Баренцевым морем; V_l – ледообмен; ΔV – изменение объема.

Проанализируем режим стока рек и водообмен с Баренцевым морем и оценим их влияние на температуру поверхностного слоя Белого моря.

По питанию реки, впадающие в Белое море, можно разделить на два типа: с преимущественно снеговым и со смешанным питанием с преобладанием снегового. Большинство рек водосбора Белого моря относятся к первому типу (Онищук, 2010 в кн.: Система Белого моря, 2010).

Как только температура воды в реках опускается до 0°C , на прибрежных участках, отмелях, заводях появляются сало и забереги. Этот процесс начинается с октября, а к концу ноября большинство рек уже покрыто льдом (Белое море, 1991). Наличие стремнин, порогов, галечных перекатов создает благоприятные условия для шугообразования, которое наблюдается на реках Онеге, Северной Двине, Кеми. Вскрытие рек начинается, когда средняя суточная температура воздуха переходит через 0°C . Ледоход в самых южных районах водосборного бассейна наблюдается в первых числах марта, а к маю уже практически на всех реках водосбора Белого моря.

Обычно весеннее половодье высокое, идет одной или двумя-тремя волнами, когда снег тает медленно. Если потепления чередуются с резкими похолоданиями, подъем уровней происходит медленнее, и в половодье выделяется несколько пиков высоких расходов. Продолжительность половодья сокращается с севера и северо-востока на юго-юго-запад. На реках Фенноскандинавского щита оно длится 70–80 дней, а на Мезени, Сев. Двине и их притоках – 60–70 дней (Север Европейской части СССР, 1966). Минимальный сток устанавливается в летнюю и зимнюю межень. Наименьшие расходы обычно наблюдаются к концу зимы, что связано с истощением подземного питания. Однако реки Севера подпитываются болотами и озерами, в результате чего они имеют довольно высокий минимальный сток.

Сток рек является интегральным показателем гидрофизических процессов на водосборе, обусловленных климатическими характеристиками и хозяйственной деятельностью (Климат Карелии..., 2004), поэтому необходимо проанализировать изменчивость стока на протяжении последних десятилетий. Режим стока сложный и многофакторный, он зависит как от естественных причин (таких как изменение соотношения количества осадков и испарения на водосборе), так и от хозяйственной деятельности, например интенсивности лесной промышленности (Карпечко и др., 2004). Кроме того, сток некоторых рек водосбора Белого моря зарегулирован. Поэтому нет четкого соответствия колебаний стока и, например, хода осадков. Однако, рассмотрев изменения стока рек за многолетний период, попытаемся установить основные естественные причины этих изменений и сопоставим эти изменения с температурным режимом поверхностного слоя Белого моря.

На реках бассейна Белого моря в многолетнем ходе отмечается повышение стока с конца XIX в. до 20-х гг. XX в., снижение стока с 20-х до 60-х гг. XX в. и рост – с 1960 г. до начала 2000-х гг. (Карпечко и др., 2004). Это проиллюстрировано на рис. 14 и 15, где представлены графики среднегодового хода крупнейшей реки водосбора Белого моря Северной Двины и реки западного побережья (р. Кемь) за многолетний период.

Представленные особенности рек водосбора Белого моря имеют ряд общих черт с многолетними колебаниями режимообразующих

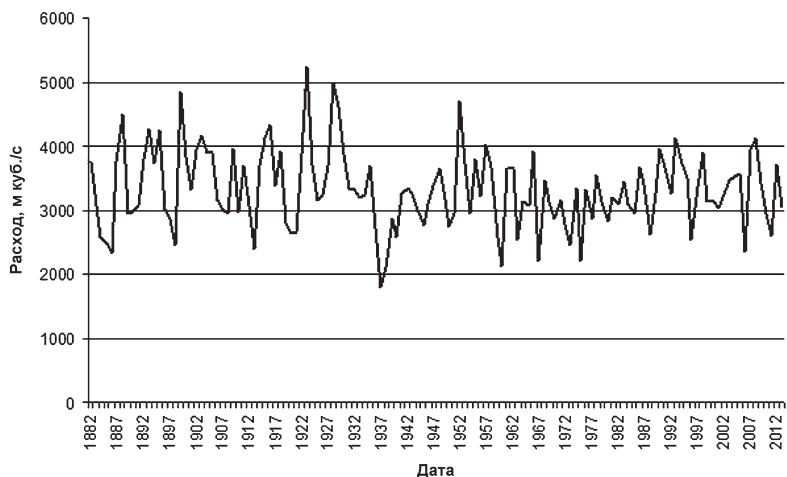


Рис. 14. Среднегодовой сток р. Северная Двина (1882–2013 гг.)

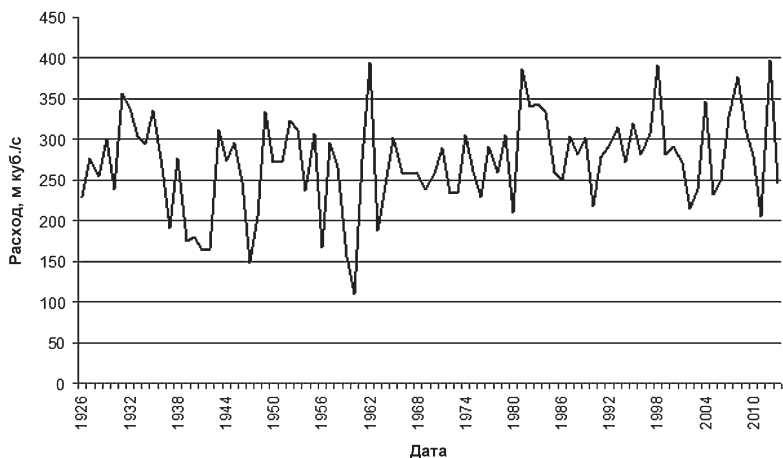


Рис. 15. Среднегодовой сток р. Кемь (1926–2013 гг.).

Гидрологический ряд восстановлен гл. гидрологом ИВПС КарНЦ РАН А.Ф. Багланским

факторов. Так, согласно (Белое море, 1991), с начала XX в. отмечалось снижение увлажненности водосбора Белого моря, что повлекло за собой снижение стока. Минимум 1960 г. и максимум 1962 г. р. Кемь (рис. 15) связаны с целым рядом причин (Климат Карелии..., 2004), и ключевым фактором стоит считать климатические условия. Со второй половины 70-х гг. XX в. и до середины 90-х наблюдалось резкое увеличение западных переносов (Смирнова и др., 2001) и температуры воздуха на Европейской части России (Дворкин и др., 2000; Груза и др., 2001; Бардин, 2002), что проявилось в увеличении количества осадков, тенденциях распреснения Белого моря и потеплении поверхностного слоя Белого моря (Климат Карелии, 2004; Filatov et al., 2005).

При помощи модели ЕСНАМ4/ОРУСЗ было рассчитано изменение речного стока в Белое море в первой половине XXI в. Согласно результатам расчета, приведенным в (Климат Карелии..., 2004), при рассматриваемых сценариях изменения глобального климата на ближайшие 50 лет существенных изменений многолетних характеристик речного стока в Белое море не произойдет, норма для периода 2000–2049 гг. может уменьшиться на 3–8 %.

Реки могут существенно влиять на температурный режим Белого моря, в первую очередь в устьевой зоне, оказывая отопляющее воздействие в мае–сентябре и охлаждающее – в оставшиеся месяцы, начиная с октября (Европейский Север..., 1999). На рис. 16 показано

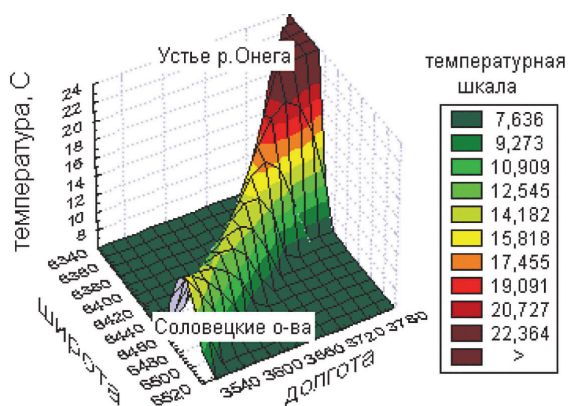


Рис. 16. Пространственная закономерность распределения температуры по поверхностного слоя Онежского залива (выполнено по данным разреза: Соловецкий архипелаг – устье р. Онега), июль 2003 г.

распространение пресных вод в Онежском заливе в летнее время, которое отчетливо прослеживается по пространственному распределению температуры.

Граница распространения пресных относительно теплых вод (рис. 16) соответствует пределам свала глубин, что подтверждается и анализом спутниковых снимков температурных полей (Filatov et al., 2005).

В области взаимодействия речных и морских вод хорошо выделяются три зоны (Скибинский, 2001): 1) пресноводная или внутренняя (зона транзита); 2) зона смешения воды с наибольшими горизонтальными и вертикальными градиентами солености (гидрофронт); 3) морская или внешняя зона моря. Зона смешения соленой и пресной воды является барьером для элементов с переменной валентностью, и на дно осаждается максимальное количество взвеси с сорбированными на ней минеральными компонентами, растворенные вещества коагулируют и выпадают в осадок (Скибинский, 2001). Количество взвеси в воде изменяет частоту пропускания солнечного света и влияет на температурный режим моря. Маргинальный фильтр рек – это зона «лавиной седиментации», где вертикальные потоки вещества в зоне смешения в сотни и даже тысячи раз выше, чем и в реке, и в прилегающем море (Лисицын, 1994). В устьях рек осаждается более 90 % их взвеси, а реки водосбора Белого моря несут значительное количество терригенного материала (табл. 1.9). Средний многолетний приток ($180\text{--}200 \text{ км}^3/\text{год}$) приносит в Белое море около 48 млн т вымытых с

суши твердых частиц, 25 млн т минеральных растворенных веществ и 5–6 млн т органических веществ (Невеский и др., 1977). За многолетний период времени мутность впадающих в Белое море рек практически не изменилась (Онищук, 2010 в кн.: Система Белого моря, 2010).

Таблица 1.9

Средний сток воды крупных рек, впадающих в Белое море
(Север Европейской части СССР, 1966;
Доманицкий и др., 1971)

Река	S водосбора, тыс. км ²	Ср. сток воды, км ³	Ср. сток взвешенных наносов, млн т	Ср. минерализация, г/м ³
Мезень	76,5	26	0,78	49
Сев. Двина	360,3	111	5,84	156
Онега	57,6	18	0,22	61
Ковда	26,1	9	–	–
Кемь	28,0	8	0,12	–
Выг	27,1	8	–	–

Осадочное вещество рек накапливается в зоне смешения, в основном в пределах изохалин от 0 до 15 ‰ (Лисицын, 1994). В маргинальных фильтрах Кандалакшского залива концентрация взвеси практически не уменьшается при повышении солености от 0 до 20 ‰, а, например, в зоне смешения р. Колвица даже незначительно возрастает. Основными причинами такого необычного распределения взвеси в барьерной зоне река-море являются низкая концентрация взвеси в реках, впадающих в Белое море со стороны Карельского и Поморского берегов, и цветение фитопланктона в морской части барьерной зоны (Шевченко, Лукашин, 2001).

Маргинальный фильтр является зоной температурных градиентов поверхностного слоя моря. Например, горизонтальный градиент поверхностной температуры воды летом 2004 г. в районе маргинального фильтра р. Онега, по данным автора, составлял в среднем 0,5 °C/км (рис. 17).

Величина пресного стока является одним из основных факторов, определяющих водообмен с Баренцевым морем. Из Баренцева

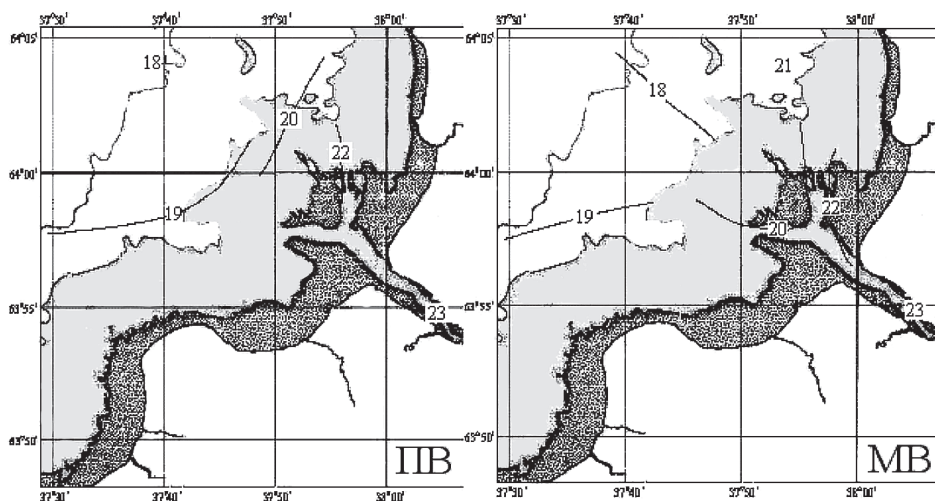


Рис. 17. Маргинальный фильтр р. Онега (распределение температуры воды в полную (ПВ) и малую воду (МВ), август 2004 г.)

моря вода попадает в Белое море с мощным постоянным «питающим» течением Дерюгина, которое вдоль Терского берега проникает в Кандалакшский залив. Из Белого моря в Баренцево вода идет со стоковым течением Тимонова, также постоянным и мощным, которое начинается от Зимнего берега и направлено в Воронку. Разность между притоком воды в Белое море и ее выносом в Баренцево, равная приблизительно 200 км^3 (Тимонов, 1947; Елисов, 1997), восполняется пресной водой, приносимой реками, из которых особенно значительны Сев. Двина, Мезень, Онега. По данным моделирования на 3-D модели термогидродинамики И.А. Неелова, нами получено значение среднего многолетнего трансформированного стока из Белого моря в Баренцево, равное $187 \text{ км}^3/\text{год}$ (Толстиков, Неелов, 2010).

Изменение объема моря во времени можно записать в виде следующего уравнения (Белое море, 1991):

$$\Delta V = V(t) - V(t + \Delta t),$$

где $V(t)$ – объем в предыдущий момент времени; $V(t + \Delta t)$ – объем в последующий момент времени.

Рассмотрим изменения составляющих водного баланса в течение года (табл. 1.10).

Таблица 1.10

**Годовой ход составляющих водного баланса Белого моря
(без Воронки и Мезенского залива), км³
(Белое море, 1991)**

Составляющая	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Речной сток	6,06	5,19	4,59	10,66	53,53	30,77	14,57	10,24	11,22	13,92	11,17	7,84	179,76
Осадки	2,35	1,88	1,54	1,91	2,07	2,58	2,93	3,14	3,34	3,36	2,88	2,20	30,18
Испарение	-0,28	-0,12	0,29	0,85	0,99	1,31	1,42	1,65	2,23	2,51	1,93	0,76	13,54
Водный баланс	2,61	2,58	-0,51	-0,25	-6,73	2,89	1,01	-0,06	-2,61	-2,11	3,59	0,72	1,13
Результующий водообмен	11,30	9,77	5,33	11,47	47,88	34,93	17,09	11,67	9,72	12,66	15,71	10,00	197,53
Ледообмен	3,84	7,82	8,29	9,24	1,91	–	–	–	–	–	–	0,21	31,31

Из табл. 1.10 видно, что в годовом ходе водообмена максимум для речного стока наблюдается в мае, минимум – в марте, а наибольшее количество осадков – в осенние месяцы, так же как и испарение. Баренцевоморская вода хорошо прослеживается в Воронке в течение всего года по гидрологическим характеристикам, особенно в зимнее время, когда стоковое течение Тимонова ослабевает благодаря понижению уровня Белого моря.

Уровень моря, который определяется разностью осадков и испарения, материковым стоком, водообменом с Баренцевым морем, плотностью воды, а также тектоническими движениями блоков, слагающих котловину моря, может служить показателем изменчивости водного баланса.

1.6. Уровенный режим Белого моря

Колебания уровня моря можно разделить на крупномасштабные, синоптические и мезомасштабные. Крупномасштабные включают в себя многолетние, в том числе и тектонические колебания, сезонные и полюсный прилив. Синоптические – это движения, к которым относятся флуктуации уровня в течение нескольких суток, например

непериодические сгонно-нагонные колебания, обусловленные прохождением атмосферных образований, ветровой деятельностью с теми же временными масштабами. Мезомасштабные – обуславливаются приливными полусуточными и суточными движениями и их гармониками, а также сейшевыми колебаниями.

С конца 1940-х – начала 1950-х гг. отмечается спад уровня воды практически по всему Белому морю, что согласуется с вековым ходом пресного стока и осадков (Колебания уровня..., 2003; Дроздов, 2011). На рис. 18 показан многолетний ход уровня воды Белого моря, построенный нами по данным, предоставленным д.г.н. Ю.И. Инжебейкиным.

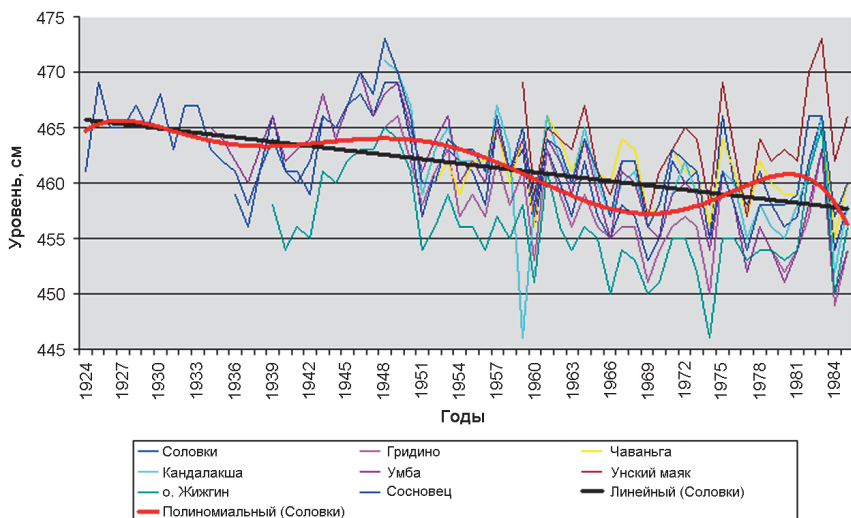


Рис. 18. Многолетние колебания уровня Белого моря по среднегодовым данным восьми ГМС и тренды: линейный и полиномиальный 6-й степени по ст. Соловки

Ход уровня по всем станциям почти идентичен по времени наступления пиков, различия наблюдаются лишь в амплитуде, что говорит об общности процессов всей акватории, определяющих его изменения. Ярковыраженный устойчивый отрицательный тренд свидетельствует о понижении уровня Белого моря почти на 10 см за 60 лет. В начале XXI в. указанные тенденции сохранялись (Колебания уровня..., 2003).

Рассмотрим крупномасштабную изменчивость по данным спектрального анализа. В спектре $S_n(\omega)$, с применением сглаживания окном Хемминга, для ст. Соловки (рис. 19) доминируют низкочастотные составляющие с временными масштабами 2, 4–5 и 15 лет. Близкие

периоды проявляются во временных рядах гидрофизических параметров акватории Северной Атлантики (Алексеева, Шишков, 1997), а также в изменчивости теплосодержания вод течения Гольфстрим и его ветви – Северо-Атлантического течения (Смирнов и др., 1998; Бышев, 2003), влияние которого сказывается на температурном режиме Белого моря (см. главу 3).

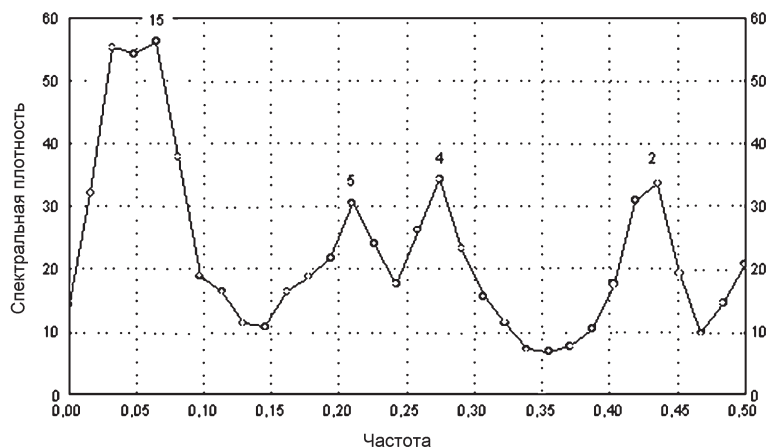


Рис. 19. Функция спектральной плотности $S_n(\omega)$ для уровня моря (ст. Соловки), цифры над пиками показывают временные масштабы в годах

Согласно Ю.И. Инжебейкину (2003), во внутригодовом ходе уровня Белого моря выделяется один максимум в октябре и один минимум в феврале. Минимум уровня в феврале объясняется выносом вод из Белого моря преобладающими юго-западными ветрами (муссонная тенденция), наиболее интенсивными в этом месяце, и большим баростатическим давлением над Белым морем по сравнению с Баренцевым. Сезонное повышение плотности, вызванное зимней меженью материкового стока, увеличение солёности, происходящее частично и благодаря проникновению баренцевоморских вод по дну Воронки и Горла, дополнительно усиливает этот минимум. В октябре–ноябре отмечается смена ветров северных направлений на южные и увеличивается повторяемость штормов с нагонными повышениями уровней, которые и формируют максимум уровня в октябре. Локальные экстремумы уровня на большей части акватории выражены незначительно, исключение составляет минимум в апреле.

По осредненным внутригодовым многолетним значениям уровня Белого моря Ю.И. Инжебейкин (2003) выделяет три типа годового

хода уровня. К первому типу, характеризующемуся наличием максимума в октябре и минимума обычно в феврале, относятся почти все посты по наблюдению за уровнем в Бассейне и Кандалакшском заливе. Величина сезонных колебаний составляет 15–19 см. Второй тип, кроме основного максимума в октябре и основного минимума в феврале, имеет еще два хорошо выраженных максимума (в марте и июле) и два минимума (в апреле и августе), связанных с годовыми колебаниями атмосферных осадков и стока (см. выше), за исключением пика в марте, который может быть вызван сезонным поступлением баренцевоморских вод (Инжебейкин, 1988). Этот тип характерен для колебаний уровня в Горле, Двинском и Онежском заливах. Значение вторичного минимума в апреле близко, а в некоторых пунктах и ниже основного годового минимума. Величина годового хода составляет 17–21 см. Третий тип имеет два максимума (в мае и октябре) и два минимума (в августе и марте). Подобное изменение среднемесячных уровней происходит в устьях Онеги и Сев. Двины (вероятно, и других крупных рек) (Инжебейкин, 1988) и вызвано годовыми колебаниями стока. Максимальная величина среднего за многолетний период годового хода уровня составляет 23 и 80 см для устьев Онеги и Сев. Двины соответственно.

Указанные особенности сезонных колебаний уровня в различных районах Белого моря обусловлены в основном муссонным режимом ветра (см. раздел 1.4).

Мезомасштабная изменчивость уровня Белого моря определяется приливными полусуточными колебаниями, которые индуцируются баренцевоморскими приливами. Собственно беломорский прилив не превышает 2 см (Белое море, 1991), однако так называемый «плюсный прилив» с периодом порядка 14 мес и лунный нодальный с периодом 18,6 года составляют для Белого моря 4,3 см (Инжебейкин, 1988). На мелководье приливная волна влияет на положение среднего уровня, увеличивая его до 8 см (Кравец, 1981). Беломорский прилив носит несимметричный характер: время роста несколько больше времени падения.

1.7. Тепловой баланс Белого моря

Тепловой баланс моря представляет собой сумму средних многолетних составляющих, которая за год равна нулю. Эта сумма складывается из значений радиационного баланса, тепла речного стока,

адвективно-диффузионного переноса и турбулентного теплообмена, затрат тепловой энергии на испарение и таяние льда, а также ее выделения при ледообразовании и конденсации (Белое море, 1991). В более простом виде тепловой баланс можно выразить следующим уравнением (Елисов, 1999):

$$dH/dt = Q_o + Q_a,$$

где dH/dt – изменение теплосодержания моря во времени; Q_o – тепловой баланс поверхности, рассчитываемый по метеорологическим полям; Q_a – адвективный перенос тепла.

В приходной части теплового баланса на долю поглощенной солнечной радиации приходится 67 %, адвективная составляющая дает 26 %, на теплоту ледообразования и теплоту речного стока приходится соответственно 5 и 2 % (Белое море, 1991). Тепло расходуется в первую очередь за счет эффективного излучения (35 %), испарения (29 %) и турбулентного теплообмена (20 %). Также тепло теряется благодаря теплообмену через лед (12 %) и при таянии льда (4 %). В зимнее время года основное количество тепла вносится питающим течением Дерюгина из Баренцева моря, но быстро расходуется на теплообмен с атмосферой в свободных ото льда участках моря. Избыток тепла в летнее время из Бассейна выносится стоковым течением Тимонова.

Согласно В.В. Елисову (1997), формирование термохалинной структуры Белого моря вне мелководий, фронтальных зон и пограничных течений определяется процессами, происходящими в приповерхностном слое атмосферы. В годовом температурном ходе Белого моря выделяются четыре сезона (Европейский Север..., 1999):

- зимний (декабрь–апрель);
- весенний (май–июнь);
- летний (июль–август);
- осенний (сентябрь–ноябрь).

Рассмотрим все сезоны температурного режима Белого моря, начиная с зимнего.

Зимнее распределение температуры до сих пор плохо изучено из-за наличия ледяного покрова и связанных с этим трудностей в организации экспедиционных стационарных наблюдений. Однако наши материалы, полученные в ходе зимних исследований 2003–2005 гг., и результаты обработки материалов, предоставленных к.ф.-м.н. А.Н. Зувевым (см. главу 2), позволяют дополнить информацию, имеющуюся в литературных источниках. Для визуализации этих данных по результатам статистической обработки (см. главу 2) были построены карты

средних многолетних значений ТПС Белого моря для каждого месяца (см. Приложение 1).

Акватория Белого моря зимой выхолаживается, температуры поверхностного слоя отличаются друг от друга незначительно и обычно близки к температуре замерзания, колеблясь в пределах нескольких градусов ниже нуля: от $-1,9^{\circ}\text{C}$ по акватории до $-0,3^{\circ}\text{C}$ в заливах ($-1,5^{\circ}\text{C}$ в среднем по всему морю). Самый ранний лед появляется в октябре в устьях рек, в первую очередь р. Мезень (последняя декада октября). Сплошного ледяного покрова не наблюдается, только в губах формируется припай (рис. 20), его образованию препятствуют колебания уровня моря и сильные приливо-отливные течения. Толщина припая, как правило, в среднем составляет 40–70 см, но иногда может достигать полутора метров в особо суровые зимы (Белое море, 1991). Наибольший по площади припайный лед формируется в Кандакшском заливе (до 5 км от берега) (Европейский Север..., 1999). У Канинского берега, Конушинского, Терского, а также Воронки, Горла и Бассейна, вдоль Зимнего берега Горла припайные льды занимают наименьшую площадь и имеют минимальную протяженность. Особенность Белого моря заключается в наличии льдов различного возраста в течение всего холодного сезона на большей части его акватории. Практически везде, за исключением отдельных защищенных губ, образуются наслоенные и всторошенные льды, толщина которых

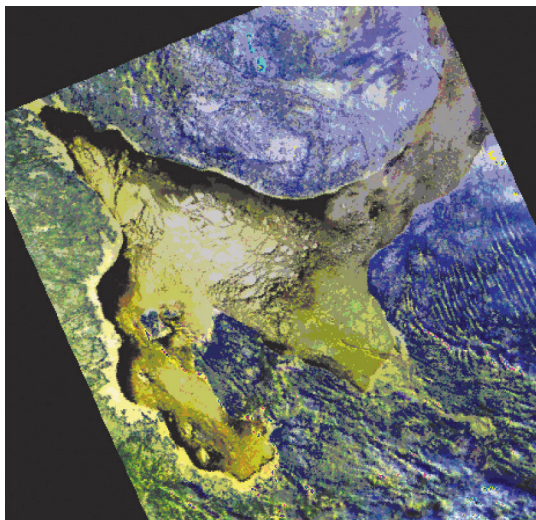


Рис. 20. Ледовая обстановка в Белом море (25.03.2002, данные NOAA)

зависит от намерзания и прироста за счет наслоений. Торосистость льдов может достигать 4–5 баллов (Белое море, 1991).

Весной (май–июнь) температура воды на большей части акватории положительная (около 1–2 °С). Белое море обычно освобождается ото льда в мае, однако отдельные плавучие льды могут существовать вплоть до июня. В наиболее мелководном Онежском и самой вершине Двинского залива уже в мае температура может повышаться до +4 °С. В июне по всей акватории температура положительная и колеблется в пределах 10 °С, подчиняясь широтной зональности: в Воронке и Горле 2–3 °С; в Бассейне, Кандалакшском и Мезенском заливах 6–7 °С; в Онежском и Двинском заливах 8–14 °С.

Наиболее высокие значения температуры отмечаются в июле (17–24 °С). На мелководьях вода теплее летом и холоднее зимой по отношению к более глубоким участкам. Суточные амплитуды июля–августа составляют 0,4–1,8 °С для устьев крупных рек (Северная Двина, Онега), 6–7 °С для устьев малых рек (Ковда, Кереть) (Белое море, 1991).

В сентябре начинается постепенное понижение температуры верхнего квазиоднородного слоя до 9 °С, тепловой баланс становится отрицательным, а к ноябрю температура составляет 0,5–2 °С по всей акватории, затем в декабре она понижается до отрицательных значений.

Существуют различные подходы к выделению районов Белого моря. Например, С.В. Бердников выделяет 15 районов, исходя из особенностей рельефа дна и распределения гидрологических параметров по сезонам года (Комплексные исследования процессов..., 2007). Основываясь на распределении температуры по поверхности Белого моря, мы выделили всего четыре района (рис. 21).

Первый район включает в себя Воронку, Мезенский залив и Горло. Акватория района находится большей частью севернее Полярного круга. Температурный режим определяется свободным водообменом с Баренцевым морем, относительно малыми глубинами, влиянием пресного стока, открытостью района для ветров всех румбов, вызывающих сильное ветровое волнение, и сильными приливо-отливными течениями, которые перемешивают воду от поверхности до дна на большей части района. На севере (Мезенский залив и Воронка) наблюдаются самые большие приливы (до 10 м), далее, проходя через относительно узкое Горло, приливная волна гасится благодаря особенностям котловины Белого моря. Влияние Баренцева моря проявляется в притоке теплой или холодной воды в зависимости от сезона года.

Второй район охватывает Бассейн и Кандалакшский залив. Это район с максимальными глубинами, основной частью находящийся южнее Полярного круга, за исключением севера Кандалакшского за-

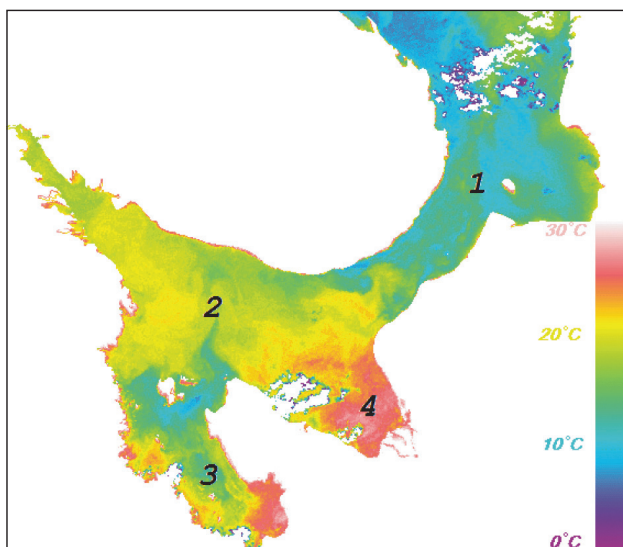


Рис. 21. Распределение температуры поверхности Белого моря, данные NOAA 12 (31.07.2003).

Цифры соответствуют названиям районов

лива. Кандалакшский залив, с наиболее изрезанной береговой линией, имеет множество губ и островов, которые оказывают влияние на гидрологический режим этого района. Бассейн сообщается с Кандалакшским заливом, что способствует интенсивному водообмену между ними. Температура воды закономерно повышается в направлении с севера на юг и с востока на запад. В распределении температуры также важную роль играет адвекция водных масс с северо-востока. Изрезанная береговая линия Кандалакшского залива препятствует развитию сильного ветрового волнения и определяет скорости приливо-отливных течений (до 50 см/с).

Третий район представлен Онежским заливом. Его температурный режим зависит от мелководности залива и пресного стока р. Онега. Мелководность и мощные приливо-отливные течения определяют изотермию всей толщи воды до глубины 35–40 м (данные экспедиции ИВПС КарНЦ РАН 2003 г.). В Соловецких салмах глубины относительно большие (до 60 м), что обеспечивает поступление в залив значительных объемов воды. Мелководность залива оказывает влияние на скорости приливо-отливных течений (до 1,3–1,5 м/с). Речной сток летом выполняет обогревающее воздействие, а турбулентное переме-

шивание воды такое интенсивное, что здесь отмечаются аномально высокие температуры придонных вод.

Четвертый район включает в себя Двинский залив. Гидрологический режим района определяется в первую очередь стоком р. Сев. Двина, водообменом с Бассейном и особенностями горизонтальной и вертикальной циркуляции вод в заливе. В целом гидрологический режим сходен с Онежским заливом.

Южная часть Белого моря прогревается интенсивнее, конвективные движения достигают более глубоких слоев, поэтому температуры поверхностных и придонных вод юга выше северных. Даже в открытой части Онежского залива (севернее о-ва Пуловец) температура поверхностного слоя воды летом может достигать 24 °С (по данным, полученным автором в июле 2003 г.). Но такая высокая температура относится к экстремальным событиям. Она может наблюдаться лишь в июле и в достаточно тонком слое, затем начинается ее резкое понижение, и на 50–60 м в среднем по всему морю температура равна –1,4...–1,5 °С. На этом горизонте находится термоклин, положение которого подвержено сезонным колебаниям.

Таким образом, мы рассмотрели физико-географические условия на водосборе Белого моря. Наиболее подробно остановились на вопросах, связанных с климатической изменчивостью, поскольку температура поверхностного слоя Белого моря в первую очередь зависит от колебаний климата.

ГЛАВА 2

Оценка изменчивости температуры поверхностного слоя Белого моря при изменении климата

По непрерывным многолетним данным выполнен анализ температурной изменчивости всего поверхностного слоя Белого моря на временной шкале от межгодовых до мезомасштабных колебаний.

2.1. Данные, использованные в работе

Для исследования изменчивости ТПС Белого моря были использованы материалы, в настоящее время содержащиеся в составленной автором базе данных «Белое море и его водосбор» (Толстиков и др., 2010):

- а) данные по температуре поверхностного слоя Белого моря по девяти прибрежным и островным гидрометеостанциям с дискретностью 6 ч за 1977–1999 гг.: Кандалакша, Гридино, Жужмуй, Инцы, Чаваньга, Соловки, Жижгин, Мудьюг, Унский маяк;
- б) ежелекадные данные температуры толщн воды Белого моря на шести горизонтах за период 1957–2009 гг. на рейдовой станции Д-1 (Чупинская губа);
- в) судовые измерения температуры поверхностного слоя Белого моря в различные годы за период 1891–2004 гг. (13 185 станций);

- г) вековые разрезы по Белому морю за период 1992–2004 гг. (температура, соленость) (2366 станций);
- д) данные расчетов (16 параметров) по 3D модели термогидродинамики и экосистемы Белого моря за период 1948–2007 гг.;
- е) экспедиционные исследования с участием автора на Белом море в различные сезоны за период 1999–2015 гг. (около 700 станций);
- ж) данные, полученные в результате стохастического моделирования (Толстиков, Петров, 2006) и моделирования на трехмерных численных моделях термогидродинамики (Толстиков, Неелов, 2010; Чернов, Толстиков, 2014).

На рис. 22 приведены точки прямых измерений температуры поверхностного слоя Белого моря.



Рис. 22. Основные станции, на которых выполнялись многолетние непрерывные и судовые наблюдения за температурой поверхности воды.

● – станции многолетних наблюдений; ● – часть станций судовых наблюдений;
 — – разрезы

Многолетние ряды данных прибрежных станций приобретены во ВНИИГМИ-МЦД (г. Обнинск); данные с декадной точки Д-1 получены на беломорской биологической станции Картеш Зоологического института РАН. По декадной станции имеются температурные данные с шести горизонтов: 0, 10, 15, 25, 50, 65 м.

Данные многолетних судовых наблюдений по акватории Белого моря предоставлены нам к.ф.-м.н. [А.Н. Зуевым] из Мурманского морского биологического института, а данные вековых разрезов за период 1992–2004 гг. переданы д.г.н. В.Б. Коробовым (Северо-западное отд. ИО РАН, г. Архангельск) и А.А. Лебедевым (Институт экологических проблем Севера, г. Архангельск).

Большинство рядов данных многолетних прибрежных станций содержали пропуски от 1 ч до 1–2 мес. Для их восстановления был использован метод полиномиального скользящего среднего и метод аналогии (Кендалл, Стьюарт, 1976). Все ряды данных, содержащие пропуски, сопоставлены друг с другом и рассчитаны их кросскорреляционные коэффициенты. Коэффициенты взаимной корреляции (табл. 2.1) всех рядов колеблются от 0,92 до 0,99, что позволило нам заполнить пробелы методом аналогии, взяв за основу непрерывные температурные ряды станций Инцы и Жижгин.

Таблица 2.1

Коэффициенты корреляции r между рядами данных по температуре поверхностного слоя Белого моря по ГМС

	Чаваньга	Унский маяк	Соловки	Мудьюг	Канда-лакша	Инцы	Жужмуй	Жижгин	Гридино
Чаваньга	1,000	0,926	0,942	0,918	0,952	0,949	0,947	0,938	0,941
Унский маяк		1,000	0,967	0,975	0,944	0,967	0,957	0,951	0,968
Соловки			1,000	0,956	0,963	0,969	0,967	0,963	0,998
Мудьюг				1,000	0,941	0,951	0,928	0,917	0,957
Канда-лакша					1,000	0,954	0,953	0,941	0,963
Инцы						1,000	0,979	0,976	0,970
Жужмуй							1,000	0,982	0,967
Жижгин								1,000	0,963
Гридино									1,000

Ход температуры поверхностного слоя Белого моря по станциям Унский маяк и Мудьюг очень схож, так как станции находятся в одном температурном районе. По тем же причинам идентичный ход температуры поверхности воды наблюдается на станциях: Гридино и

Соловки. Также в один кластер по температуре попадают Чаваньга и Кандалакша.

Основная часть анализа выполнена по среднесуточным выборкам девяти ГМС. Длина рядов различна, но по всем станциям больше 20 лет. Исходя из того, что измерения температуры поверхностного слоя Белого моря на всех станциях представляют собой набор одномерных временных рядов, для их обработки применялись стандартные методики статистического анализа (Рожков, Трапезников, 1990). Для каждого ряда были рассчитаны основные статистические характеристики, включающие среднее значение, медиану, моду, асимметрию, эксцесс, среднеквадратическое отклонение и т.д., оценен линейный тренд, проведен спектральный анализ, нелинейное оценивание с применением стохастической модели, а также использован метод вейвлетного анализа для выделения квазипериодических составляющих и сравнения с результатами спектрального анализа.

Для оценки изменений ТПС в будущем при анализе данных по модели линейного тренда мы использовали экстраполяцию вперед значений 23-летних рядов ТПС Белого моря. В нелинейном оценивании применялась стохастическая модель внутригодового хода ТПС, разработанная в ИВПС КарНЦ РАН (Ефремова, Петров, 1992). Для применения спектрального анализа все ряды среднесуточных температурных данных по девяти станциям за 23 года (1977–1999 гг.) были приведены к стационарному виду с помощью исключения из них четырехлетних колебаний. Сглаживание проводилось окном Хемминга. Результаты моделирования приведены в (Толстиков, Петров, 2006).

Термогидродинамическое моделирование проводилось при помощи трехмерных численных моделей (Neelov, Savchuk, 2003) и (Яковлев, 2009) в модификации для условий Белого моря (Чернов, 2011).

В табл. 2.2 представлены основные статистические характеристики рядов температурных данных.

Таблица 2.2

**Основные статистические характеристики
температуры поверхностного слоя Белого моря
по среднесуточным данным**

Характеристика	Соловки	Гридино	Жужмуй	Инцы	Кандалакша	Чаваньга	Мудьюг	Жижгин	Унский маяк
Среднее, °С	3,73	3,69	3,34	3,08	3,87	3,53	5,24	2,84	4,19

Характеристика	Соловки	Гридино	Жужмуй	Инцы	Канда-лакша	Чаваньга	Мудьюг	Жижгин	Унский маяк
Стандарт. ошибка, °С	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,08	0,05	0,07
Медиана	0,43	0,30	0,70	0,48	1,10	1,30	0,08	0,88	0,83
Средне-квадратическое отклонение, °С ²	5,89	5,48	5,35	5,03	5,05	4,54	6,99	4,72	6,31
Эксцесс	-0,98	-0,89	-1,22	-1,16	-0,61	-0,51	-0,86	-1,25	-0,98
Асимметрия	0,72	0,76	0,59	0,62	0,88	0,84	0,82	0,55	0,70
Минимум, °С	-1,95	-2,00	-1,90	-1,60	-1,78	-1,95	-1,70	-2,00	-1,90
Максимум, °С	18,28	17,90	16,40	16,55	18,68	19,10	24,50	15,70	21,60

Для интерпретации полученных результатов, а также их связи с климатическими изменениями использовались следующие данные со станций (рис. 23):



Рис. 23. Схема расположения гидрометеостанций и постов

1. По уровню поверхности Белого моря (среднегодовые):

- ст. Кандалакша (1948–1985 гг.);
- ст. Умба (1934–1985 гг.);
- ст. Чаваньга (1952–1985 гг.);
- ст. Сосновец (1936–1985 гг.);
- ст. Унский маяк (1959–1985 гг.);
- ст. Жижгин (1939–1985 гг.);
- ст. Разнаволок (1921–1985 гг.);
- ст. Соловки (1924–1985 гг.);
- ст. Гридино (1947–1985 гг.).

2. По материковому стоку рек (среднемесячные):

- р. Поной (1933–1998 гг.);
- р. Умба (1932–1998 гг.);
- р. Варзуга (1935–1998 гг.);
- р. Ковда (1926–1987 гг.);
- р. Нижний Выг (1914–1987 гг.);
- р. Онега (1914–1993 гг.);
- р. Северная Двина (1882–2013 гг.);
- р. Мезень (1921–1993 гг.);
- р. Кереть (1931–1987 гг.);
- р. Кемь (1926–1994 гг.);
- р. Чаваньга (1964–1998 гг.).

3. Метеорологические данные:

а) температура приземного слоя воздуха и количество осадков (среднемесячные):

- ст. Каневка (1949–1999 гг.),
- ст. Кандалакша (1912–1995 гг.),
- ст. Лоухи (1927–1994 гг.),
- ст. Зашеек (1932–1999 гг.),
- ст. Кестеньга (1961–1991 гг.),
- ст. Энгозеро (1961–1991),
- ст. Кемь–порт (1916–1995 гг.),
- ст. Колежма (1937–2002 гг.),
- ст. Онега (1936–1995 гг.),
- ст. Архангельск (1814–2000 гг.),
- пост Шуерецкое (1959–1999 гг.),
- пост Нюхча (1945–1999 гг.);

б) индексы циркуляции атмосферы (1951–2000 гг.) по классификации В.Я. Вангенгейма – А.А. Гирса;

- в) продолжительность солнечного сияния (ПСС), испарение (средние многолетние по Северо-Западному району России).
4. Спутниковые данные (спутники NOAA, SeaWifs, MODIS). Собрана база температурных данных по Белому морю (с 1983 по 2009 г.).
5. Данные (табл. 2.3), полученные в ходе экспедиционных исследований, и характеристики приборов (табл. 2.4), которыми велись наблюдения за температурной изменчивостью Белого моря.

Таблица 2.3

**Данные, полученные в экспедиционных исследованиях
в Белом море при участии автора**

Период	Содержание работы	Оборудование
Июль–сентябрь 1999 г.	Определение температуры и солености воды Белого моря на шести горизонтах в декадной точке Д-1 (губа Чупа)	1. Опрокидывающийся батометр БМ-48 (СССР) 2. Термобатиграф ГМ-7-III (СССР) 3. Электросолемер ГМ-65М (СССР)
Июль 2001 г.	Подспутниковые наблюдения температуры поверхностного слоя воды Белого моря	1. CTD-зонд "Sea Bird" (SBE 19plus SEACAT, США) 2. TR-1, № 221 – измеритель температуры (AANDERAA INSTRUMENTS; Берген, Норвегия) 3. TR-2, № 919 4. RCM-4, № 2074 – измеритель скорости течений (AANDERAA INSTRUMENTS; Берген, Норвегия) 5. WLR-5, № 779 – измеритель уровня поверхности воды (AANDERAA INSTRUMENTS; Берген, Норвегия)
Март 2003 г.	Изучение маргинальных фильтров бассейна Белого моря: устья р. Сев. Двина и р. Онега	1. CTD-зонд Quanta, № QD-00800 (Hydro-lab Corporation, США).
Июль 2003 г.	1. Изучение маргинальных фильтров бассейна Белого моря: устье р. Кемь 2. Определение геобарьерной зоны р. Кереть 3. Исследования температурного режима Онежского залива	1. CTD-зонд Quanta № QD-00800 (Hydro-lab Corporation, США) 2. TR-1, TR-2 3. RCM-4 4. WLR-5

Период	Содержание работы	Оборудование
Март–апрель 2004 г.	Проект "Система Белого моря": 1. Измерение профилей температуры и солёности воды (губа Чупа) 2. Определение направления и скорости течений на разных горизонтах	1. CTD-зонд Quanta № QD-00800 (Hydrolab Corporation, США) 2. Измеритель течений ИСТ-1, включающий вертушку ВГ-1 (рабочий диапазон 0,06–5,00 м/с)
Август 2004 г.	Исследование маргинальных фильтров Онежской губы Белого моря: 1. Измерение профилей температуры и солёности воды Белого моря 2. Определение направления и скорости течений на разных горизонтах	1. CTD-зонд Quanta № QD-00800 (Hydrolab Corporation, США) 2. Измеритель течений ИСТ-1, включающий вертушку ВГ-1 (рабочий диапазон 0,06–5,00 м/с) 3. TR-1, TR-2 4. RCM-4 5. WLR-5 6. АЦИТ (СССР) 7. CTD зонд YSI 556 MPS (США)
Март–апрель 2005 г.	Исследование маргинального фильтра р. Северная Двина: 1. Измерение профилей температуры и солёности воды Белого моря 2. Определение направления и скорости течений на разных горизонтах	1. CTD-зонд Quanta № QD-00800 (Hydrolab Corporation, США) 2. CTD-зонд «Sea & Sun» (Sea & Sun Technology, Германия) 3. Измеритель течений ИСТ-1 (СССР), включающий вертушку ВГ-1 (рабочий диапазон 0,06–5,00 м/с)
2006 г.	Измерение гидрофизических параметров воды Белого моря	CTD-зонд «Sea & Sun» (Sea & Sun Technology, Германия)
2007 г.	Измерение гидрофизических параметров воды Белого моря	CTD-зонд «Sea & Sun» (Sea & Sun Technology, Германия)
2008 г.	Измерение гидрофизических параметров воды Белого моря	CTD-зонд «Sea & Sun» (Sea & Sun Technology, Германия)
2009 г.	Измерение гидрофизических параметров воды Белого моря	CTD-зонд «Sea & Sun» (Sea & Sun Technology, Германия)
2010 г.	Измерение гидрофизических параметров воды Белого моря	CTD-зонд «Sea & Sun» (Sea & Sun Technology, Германия)
2011 г.	Измерение гидрофизических параметров воды Белого моря	CTD-зонд «Sea & Sun» (Sea & Sun Technology, Германия)
2012 г.	Измерение гидрофизических параметров воды Белого моря	CTD-зонд «Sea & Sun» (Sea & Sun Technology, Германия)
2013 г.	Измерение гидрофизических параметров воды Белого моря	CTD-зонд «Sea & Sun» (Sea & Sun Technology, Германия)

Период	Содержание работы	Оборудование
2014 г.	Измерение гидрофизических параметров воды Белого моря	CTD-зонд «Sea & Sun» (Sea & Sun Technology, Германия)
2015 г.	Измерение гидрофизических параметров воды Белого моря	CTD-зонд «Sea & Sun» (Sea & Sun Technology, Германия); CTD-зонд «Sea Bird» (SBE 19plus SEACAT, США)

Таблица 2.4

Разрешение и точность приборов, которыми выполнялись измерения в ходе экспедиционных исследований

Прибор	Параметры	Диапазон	Точность, разрешение	Производитель
TR-1	Температура, °C, 11 каналов	–2,46–+21,48	±0,15; 0,02	Aanderaa (Норвегия)
RCM-4	Температура, °C;	–0,34–+32,17	±0,15; 0,03	Aanderaa (Норвегия)
	электропроводность, мМО;	0–70	±2 %; 0,1 %	
	скорость течения, см/с	1,5–200	±1; 2 %	
	направление, град	0–360	±3; 3	
WLR-5	Температура, °C;	–3–+35	±0,1; 0,04	Aanderaa (Норвегия)
	давление, Па	0–400	±0,001 %	
CTD-зонд Sea-Bird	Температура, °C;	–2–+30	±0,01; 0,005	Sea-Bird electronics (США)
	электропроводность, мСм/см;	0–70	±0,001; 0,0005	
	глубина, м	0–400	±0,1 %; 0,25 %	
CTD-зонд Quanta	Температура, °C;	–5–+50	±0,2; 0,01	Hydrolab (США)
	электропроводность, мСм/см;	0–100	±1 %; 1	
	глубина, м	0–100	±0,1; 0,1	
CTD-зонд Sea & Sun	Температура, °C;	–2–+35	±0,001; 0,005	Sea & Sun Technology (Германия)
	электропроводность, мСм/см;	0–65	±2 %; 2	
	глубина, м	6000	±0,1 %; 0,1	

2.2. Изменчивость температуры поверхностного слоя Белого моря¹

Мы будем рассматривать изменчивость ТПС Белого моря согласно традиционным представлениям (Монин и др., 1974; Белое море, 1991): сверхвековая, внутривековая, межгодовая, сезонная, внутригодовая, синоптическая, мезомасштабная и мелкомасштабная. Сверхвековую, внутривековую и мелкомасштабную изменчивость не будем учитывать ввиду отсутствия у нас репрезентативных данных для перечисленных масштабов.

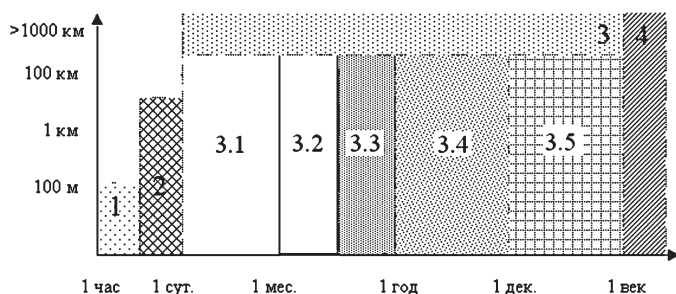


Рис. 24. Пространственные и временные масштабы изменчивости (1 – мелко-; 2 – мезо-; 3 – крупномасштабная: 3.1 – синоптическая, 3.2 – внутригодовая, 3.3 – сезонная, 3.4 – межгодовая, 3.5 – внутривековая; 4 – сверхвековая) (на основе: Монин и др., 1974; Белое море, 1991; Елисов, 1999)

Следует отметить, что все границы блоков, отображающих масштабы изменчивости на рис. 24 условны (Монин и др., 1974; Белое море, 1991; Бышев, 2003).

Межгодовая изменчивость

Начнем рассмотрение изменчивости ТПС Белого моря с межгодовых колебаний. На графике многолетнего хода среднегодовой ТПС Белого моря, построенного нами по шести станциям (рис. 25), отчетливо прослеживается изменчивость ТПС с временными масштабами 4–5 лет, которая характерна для Мирового океана.

¹ Часть материалов этого раздела опубликована автором ранее в (Белое море..., 2007).

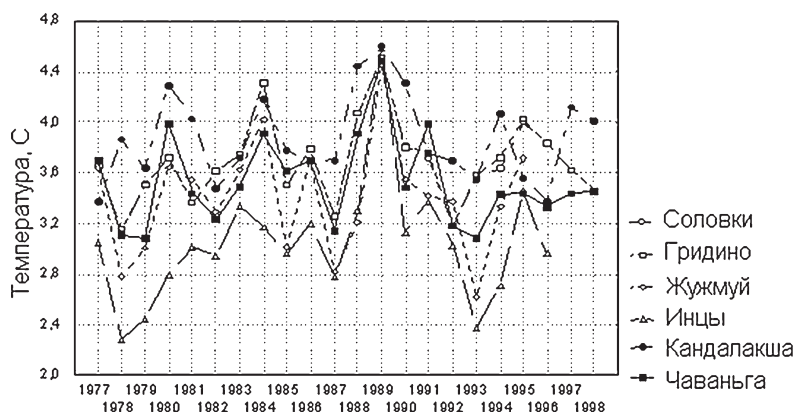


Рис. 25. Изменчивость ТПС Белого моря по среднегодовым данным шести ГМС

За период 1977–1999 гг. наиболее низкие температуры наблюдались в конце 70-х, середине 80-х и начале 90-х гг., а в 1989 г. – наиболее высокие. 1989 г., например, для территории Карелии являлся самым теплым за 1950–2000 гг. (Климат Карелии..., 2004). Сравним данные анализа среднегодового хода ТПС Белого моря на гидрометеорологических станциях и температурные колебания воды Баренцева моря на Кольском меридиане (рис. 26).

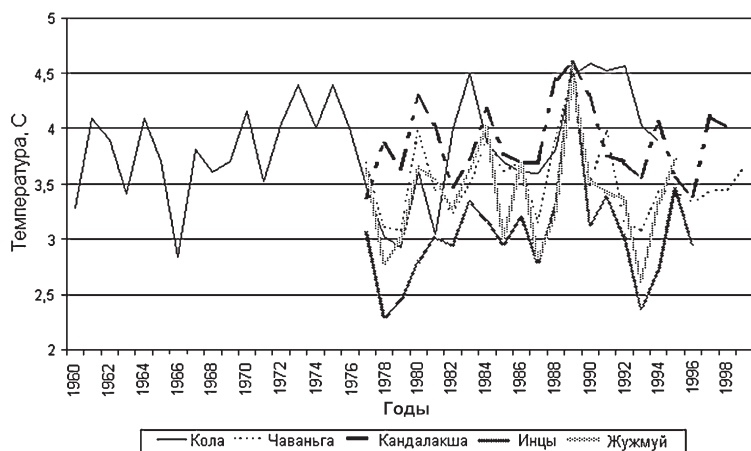


Рис. 26. Совместный ход среднегодовой температуры воды Баренцева моря (слой 200 м, Кольский меридиан) и поверхностного слоя Белого моря по четырем станциям

На графике (рис. 26) заметно, что максимумы и минимумы ТПС Белого моря и Кольского меридиана согласуются по времени (1978, 1980, 1987, 1989, 1993). В 34-летнем ряду данных самая низкая температура воды в Баренцевом море по Кольскому меридиану наблюдалась в 1979 г., а самая высокая – в 1989 г. По данным (Belkin et al., 1998), изменения температуры воды по Кольскому меридиану являются следствием процессов, происходящих в Западно-Гренландском течении и проявляющихся здесь через 6–7 лет благодаря адвекции воды с западной части Атлантики. Однако В.И. Бышев (2003) показал, что проявление воздействия глобальных осцилляций, даже таких удаленных, как Эль-Ниньо, на Кольском меридиане происходит гораздо быстрее, в этот же год (см. подробнее в главе 3).

Рассмотрим отдельно межгодовые колебания каждой из девяти станций Белого моря:

1. Гридино. Период наблюдения за температурой поверхности: 1977–1998 гг. Среднее многолетнее значение за этот период $3,69^{\circ}\text{C}$. Если сравнить эту величину со средней годовой температурой за 1915–1980 гг., равной $1,1^{\circ}\text{C}$ (Белое море, 1991), то видно, что за последние годы температура возросла. Четко прослеживается сезонная составляющая с максимальной амплитудой 17°C в 1996 г. и минимальной – 12°C в 1992 г. Максимальная среднегодовая температура воды отмечена в 1989 г. и составляет $4,51^{\circ}\text{C}$. Минимальная – в 1978 г. $3,15^{\circ}\text{C}$. В целом наблюдается положительный тренд, равный $0,5^{\circ}\text{C}$ за рассматриваемый период времени.

2. Соловки. Период 1977–1998 гг. Среднее многолетнее значение $3,73^{\circ}\text{C}$. Максимальная амплитуда отмечена в 1989 г. ($15,5^{\circ}\text{C}$) и 1997 г. (17°C), а минимальная – в 1993 г. (13°C). Максимальная среднегодовая температура воды наблюдалась в 1989 г. и составила $4,51^{\circ}\text{C}$. Минимальная в 1978 г. – $3,14^{\circ}\text{C}$. Графики среднегодовых температур станций Гридино и Соловки практически полностью совпадают, так как станции находятся в одном температурном районе (см. выше). В среднемесечном ходе температуры ст. Соловки также выделяется положительный тренд в $0,5^{\circ}\text{C}$.

3. Жужмуй. Период 1977–1995 гг. Среднее многолетнее значение $3,34^{\circ}\text{C}$, что несколько ниже по сравнению с двумя предыдущими станциями. Максимальная амплитуда в 1984 и 1990 гг. составляет 15°C . Минимальная в 1988 г. – 12°C . Максимальная среднегодовая температура также в 1989 г. ($4,45^{\circ}\text{C}$), минимальная в 1993 г. – $2,62^{\circ}\text{C}$. Вероятно, помимо относительно низкоширотного географического

положения данной станции и деятельности р. Онега сказывается влияние мелководности Онежского залива. Как такового тренда в многолетнем температурном ходе не выделяется.

4. Инцы. Период 1977–1996 гг. Среднее многолетнее значение 3,08 °С. Максимальная амплитуда в 1990 г. 15 °С, минимальная – в 1979 г. 11 °С. Максимальная среднегодовая температура отмечена в 1989 г. (4,58 °С). Минимальная – в 1978 г. 2,29 °С. Благодаря высокоширотному положению ст. Инцы температуры в целом гораздо ниже по сравнению с другими станциями, однако годовые колебания и весь двадцатилетний ход температуры более ровный, с меньшими амплитудами. Интересно, что тенденция повышения температуры здесь максимальна и составляет почти 1 °С/20 лет. В данном районе сказывается обогревающее и сглаживающее воздействие р. Сев. Двина. Из литературных источников (Европейский Север..., 1999; Pantyulin, 2003) и по данным моделирования на моделях (Neelov, Savchuk, 2003; Семенов, 2004; Чернов, 2011) известно, что здесь проходит фронтальная зона, которая, протягиваясь с юго-запада на северо-восток из Двинского залива, прижимается к Зимнему берегу. Таким образом, речная относительно теплая вода с течениями проникает в Горло.

5. Чаваньга. Период 1977–1999 гг. Среднее многолетнее значение 3,53 °С. Максимальная амплитуда в 1980 и 1981 гг. составила почти 15 °С, минимальная с периодом в 4–5 лет наблюдалась в 1979, 1983, 1988, 1993, 1997 гг. Она колебалась от 9,5 до 11 °С. Положительный тренд не превышает 0,2 °С. Данная станция находится в зоне действия течений, приносящих баренцевоморскую воду. Максимальная среднегодовая температура 4,49 °С в 1989 г., минимальная – 3,08 °С в 1979 г.

6. Кандалакша. Период 1977–1998 гг. Среднее многолетнее значение 3,87 °С. Максимальная среднегодовая температура составила 4,59 °С в 1989 г., минимальная – 3,37 °С в 1977 г. Среднегодовой ход температуры довольно ровный и значения температуры здесь максимальные. Относительно высокой температуре способствует, в первую очередь, географическое положение станции в самой узкой части Кандалакшского залива. Тренд составляет не более 0,1 °С.

7. Мудьюг. Период 1977–1999 гг. Среднее многолетнее значение 5,24 °С, максимальное среди всех станций. Помимо южного положения и влияния р. Сев. Двина, причина заключается в незначительной глубине данного района (около 3 м). Максимальная амплитуда наблюдается в 1977, 1988, 1989 и 1999 гг., минимальная – в 1978 и

1992 гг. Тренд составляет $0,5^{\circ}\text{C}$. Максимальная среднегодовая температура отмечена в 1999 г. – $5,74^{\circ}\text{C}$, в 1991 и 1995 гг. она также колебалась в пределах $5,60^{\circ}\text{C}$; минимальная – в 1978 г. $4,45^{\circ}\text{C}$.

8. Жижгин. Период 1977–1999 гг. Среднее многолетнее значение $2,84^{\circ}\text{C}$, самое низкое в сравнении с остальными станциями. Здесь находится зона апвеллинга. Минимальное воздействие оказывают реки и воздушные массы с суши, и станция полностью открыта для влияния морских течений. Максимальная амплитуда в 1984 и 1995 гг., а минимальная – в 1978, 1987, 1992, 1993 гг. Тренд составляет $0,2^{\circ}\text{C}$. Максимальная температура в 1989 г. $3,90^{\circ}\text{C}$. Наиболее «теплые» 1984 и 1995 гг. Минимальная температура отмечена в 1978 г. $2,25^{\circ}\text{C}$.

9. Унский маяк. Период 1977–1999 гг. Среднее многолетнее значение $4,19^{\circ}\text{C}$. Максимальная амплитуда отмечается в 1977 и 1989 гг., минимальная – в 1978, 1979, 1987 и 1988 гг. Тренд положительный $0,5^{\circ}\text{C}$. Максимальная температура наблюдалась в 1989 г. $5,57^{\circ}\text{C}$, а минимальная – в 1978 г. $3,45^{\circ}\text{C}$.

Таким образом, почти на всех станциях отмечается в разной степени выраженный положительный тренд. Максимальные значения отмечены на всех станциях в 1989 г., что может быть вызвано региональным проявлением повышения температуры воздуха на всей рассматриваемой территории (см. выше). Минимальные значения температуры воды поверхностного слоя Белого моря наблюдались в основном в 1978 г., что также хорошо согласуется с глобальными тенденциями изменения климата.

Для выявления закономерностей межгодовой изменчивости ТПС Белого моря на основании данных по отклонениям от средней многолетней температуры были выделены «средние», «холодные» и «теплые» годы по следующей методике.

1. Для ряда значений ТПС Белого моря (по девяти станциям находилось среднее арифметическое значение, которое использовалось в качестве нормы ряда).
2. Определялось максимальное (max) и минимальное значение (min) за весь период наблюдения.
3. Устанавливались границы (A и B) разных лет на шкале относительно нормы (N). Для этого использовались эмпирически полученные формулы:

$$A = \frac{(N - \min)}{2} + \min; \quad B = \frac{(\max - N)}{2} + N.$$

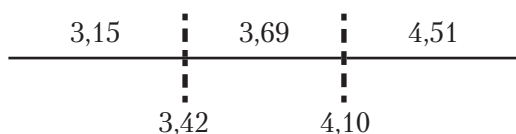
4. Выбирались соответствующие годы по шкале:



Если значение находилось прямо на границе A или B , то оно включалось в область N .

Данная методика помогла не разбивать ряд на равные части «теплых», «холодных» и «средних» лет. «Средних» лет во временном ряду больше, что позволило акцентировать внимание на экстремальных значениях, т.е. на максимумах и минимумах. Более наглядно демонстрируются различия между отдельными годами.

Пример: Среднегодовые значения ТПС гидрометеорологической станции Гридино за 1977–1998 гг.



Так были выбраны свои «холодные», «теплые» и «средние» годы для каждой из девяти станций (табл. 2.5).

Таблица 2.5

Расчетные «теплые», «холодные» и «средние» годы по девяти станциям

Станция и сред. $T_w, ^\circ\text{C}$	Характеристика	Год	Температура, $^\circ\text{C}$
Гридино, 3,69	Теплые	1984	4,30
		1988	4,06
		1989	4,51
		1995	4,02
	Холодные	1978	3,15
		1981	3,36
		1987	3,25
		1992	3,18
	Средние	1977	3,66
		1979	3,50
		1980	3,71
		1982	3,61

Продолжение табл. 2.5

Станция и сред. T_w , °C	Характеристика	Год	Температура, °C
Гридино, 3,69	Средние	1983	3,74
		1985	3,51
		1986	3,79
		1990	3,80
		1991	3,76
		1993	3,58
		1994	3,71
		1996	3,83
		1997	3,63
		1998	3,46
Жужмуй, 3,34	Теплые	1984	4,01
		1986	3,69
		1989	4,45
		1995	3,71
	Холодные	1978	2,78
		1987	2,81
		1993	2,62
	Средние	1977	3,64
		1979	3,00
		1980	3,64
		1981	3,55
		1982	3,28
		1983	3,62
		1985	3,01
		1988	3,21
		1990	3,54
		1991	3,42
		1992	3,37
		1994	3,33
Инцы, 3,08	Теплые	1989	4,58
		1995	3,46
	Холодные	1978	2,29
		1979	2,45
		1980	2,79
		1987	2,79
		1993	2,37
		1994	2,71

Продолжение табл. 2.5

Станция и сред. $T_w, ^\circ\text{C}$	Характеристика	Год	Температура, $^\circ\text{C}$
Инцы, 3,08	Средние	1981	3,02
		1977	3,05
		1982	2,94
		1983	3,34
		1984	3,17
		1985	2,96
		1986	3,20
		1988	3,30
		1990	3,12
		1991	3,38
		1992	3,03
		1996	2,96
Кандалакша, 3,87	Теплые	1980	4,29
		1988	4,44
		1989	4,59
		1990	4,31
	Холодные	1977	3,37
		1982	3,47
		1993	3,55
		1995	3,56
		1996	3,38
	Средние	1978	3,86
		1979	3,64
		1981	4,03
		1983	3,71
		1984	4,18
		1985	3,77
		1986	3,67
		1987	3,70
		1991	3,75
		1992	3,68
		1994	4,06
		1997	4,11
		1998	4,00
Соловки, 3,73	Теплые	1984	4,31
		1989	4,51

Продолжение табл. 2.5

Станция и сред. T_w , °C	Характеристика	Год	Температура, °C
Соловки, 3,73	Холодные	1978	3,14
		1981	3,36
		1987	3,25
		1992	3,18
		1998	3,42
	Средние	1977	3,66
		1979	3,51
		1980	3,71
		1982	3,61
		1983	3,74
		1985	3,51
		1986	3,78
		1988	4,07
		1990	3,81
		1991	3,72
		1993	3,58
		1994	3,63
		1995	4,00
		1996	3,84
		1997	3,63
Чаваньга, 3,53	Теплые	1989	4,49
	Холодные	1978	3,10
		1979	3,08
		1982	3,24
		1987	3,15
		1992	3,17
		1993	3,08
	Средние	1977	3,69
		1980	3,99
		1981	3,44
		1983	3,50
		1984	3,90
		1985	3,62
		1986	3,70
		1988	3,90
		1990	3,49
		1991	3,98
		1994	3,43

Продолжение табл. 2.5

Станция и сред. $T_w, ^\circ\text{C}$	Характеристика	Год	Температура, $^\circ\text{C}$
Чаваньга, 3,53	Средние	1995	3,44
		1996	3,33
		1997	3,44
		1998	3,45
		1999	3,65
Мудьюг, 5,24	Теплые	1983	5,56
		1984	5,61
		1991	5,54
		1995	5,69
		1999	5,74
	Холодные	1978	4,45
	Средние	1977	5,04
		1979	5,06
		1980	5,19
		1981	5,41
		1982	5,02
		1985	5,15
		1986	5,05
		1987	5,01
		1988	5,49
		1989	5,34
		1990	5,00
		1992	4,98
		1993	4,85
		1994	4,98
		1996	5,02
		1997	5,14
		1998	5,28
Жижгин, 2,84	Теплые	1984	3,41
		1989	3,90
	Холодные	1978	2,25
		1979	2,52
		1987	2,29
		1994	2,42
		1998	2,50

Окончание табл. 2.5

Станция и сред. $T_w, ^\circ\text{C}$	Характеристика	Год	Температура, $^\circ\text{C}$
Жижгин, 2,84	Средние	1977	3,00
		1980	2,79
		1981	2,67
		1982	2,94
		1983	3,15
		1985	2,69
		1986	3,08
		1988	2,84
		1990	2,88
		1991	2,58
		1992	2,72
		1993	2,67
		1995	3,33
		1996	3,10
		1997	2,69
		1999	3,02
Унский маяк, 4,19	Теплые	1989	5,58
		1995	5,37
	Холодные	1978	3,45
		1979	3,78
		1985	3,65
		1987	3,62
		1993	3,77
		1996	3,80
	Средние	1977	4,37
		1980	3,88
		1981	4,13
		1982	4,07
		1983	4,23
		1984	4,61
		1986	4,26
		1988	4,31
		1990	4,24
		1991	4,39
		1992	4,14
		1994	3,92
		1997	4,34
		1998	3,85
		1999	4,57

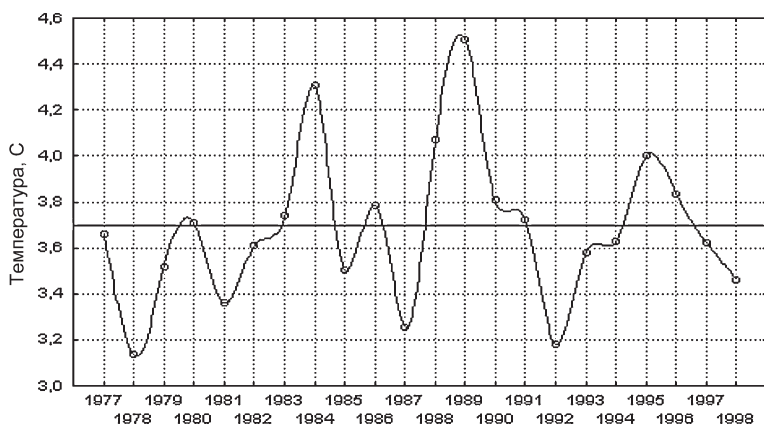


Рис. 27. Изменчивость среднегодовой температуры поверхностного слоя воды по ст. Соловки (горизонтальной линией показана среднемноголетняя температура)

Такая сортировка данных, как в табл. 2.5, позволяет легко сопоставлять многолетний ход ТПС Белого моря различных станций и выявлять экстремальные годы для каждого временного ряда. Покажем результаты отклонения от «нормы» среднегодовой ТПС Белого моря на примере ст. Соловки, где температура сглажена бикубическим сплайном (рис. 27).

Средняя многолетняя ТПС по ст. Соловки за период наблюдения составляет 3,73 °C (рис. 27). Как видно из графика, максимальные отклонения в сторону повышения температуры наблюдаются в конце 1980-х гг. Самые значительные отклонения в сторону низких температур наблюдаются в конце 70-х и начале 90-х гг.

После построения графика интегральной ТПС (рис. 28) по всем станциям оказалось, что ход интегрального значения температуры сходен с ходом ТПС каждой отдельной станции.

Следовательно, «теплые», «холодные» и «средние» годы для всех станций чаще всего совпадают друг с другом по экстремумам, различаясь лишь по амплитуде. Практически нигде разница хода ТПС станции и хода интегральной температуры по абсолютной величине не превышает 0,4 °C, только на станциях Жижгин, Кандалакша и Чаваньга в отдельные годы отмечена разница в 0,5 °C. Наибольшие различия наблюдаются в начале 80-х гг. и особенно в начале 90-х гг. Существование «средних», «холодных» и «теплых» лет зависит от многих причин, но в первую очередь связано с атмосферными процессами, поэтому изменения ТПС Белого моря хорошо согласуются

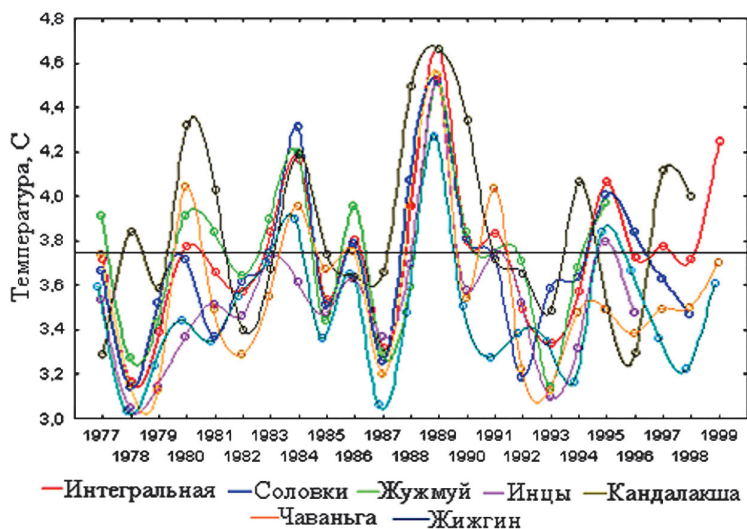


Рис. 28. Интегральное значение температуры поверхностного слоя воды Белого моря по шести станциям.

Горизонтальная линия показывает норму

с планетарными процессами и особенностями отклика на эти события температуры воды Белого моря (см. главу 3).

Для определения степени влияния климатических процессов на температурный режим Белого моря рассмотрим совместный ход температуры приземного слоя атмосферы на водосборе моря и ТПС Белого моря. Построим графики совместного хода среднегодовой температуры приземного слоя воздуха по ст. Лоухи (1927–1994 гг.) и среднегодовой ТПС по ст. Гридино (1977–1999 гг.) (рис. 29). Обе станции находятся относительно недалеко друг от друга и подвержены влиянию одних и тех же атмосферных процессов (см. главу 1).

Как видно на графике (рис. 28), пики хода среднегодовой температуры воздуха на ст. Лоухи и пики ТПС по ст. Гридино совпадают по времени наступления. Коэффициент взаимной корреляции (r) для двух рядов данных за период 1978–1994 гг. равен 0,70.

Основываясь на сопоставлении кривых изменения температуры воздуха по данным гидрометеостанций и ТПС Белого моря по девяти станциям, а также результатах анализа межгодовой изменчивости, можно сделать вывод, что вклад климатической компоненты в изменчивость температурных полей Белого моря наиболее значителен по сравнению с другими процессами.

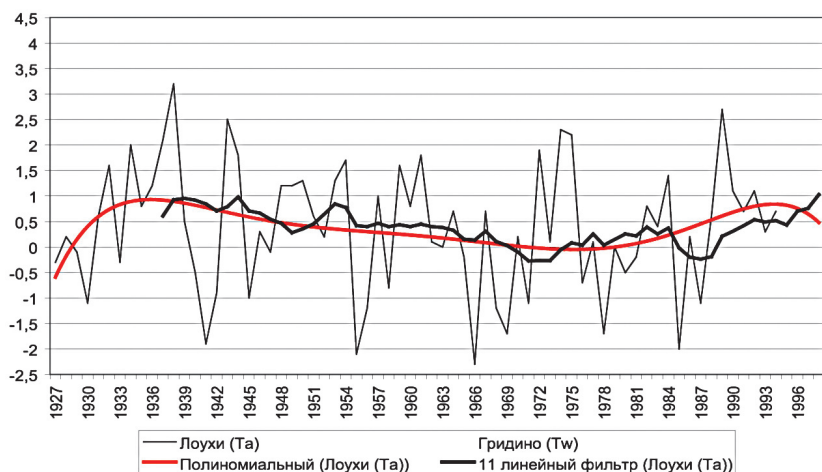


Рис. 29. Колебание среднегодовой температуры воздуха (ст. Лоухи (T_a)) и поверхностного слоя воды (ст. Гридино (T_w))

Сезонная изменчивость

Сезонная изменчивость рассматривается во временных масштабах около 1 года (Монин и др., 1974). Пределы изменения ТПС Белого моря за год можно проследить на графике (рис. 30), построенном нами по данным, приобретенным во ВНИИГМИ-МЦД (см. выше). Используются данные ТПС с дискретностью 6 ч за период 1977–1999 гг.

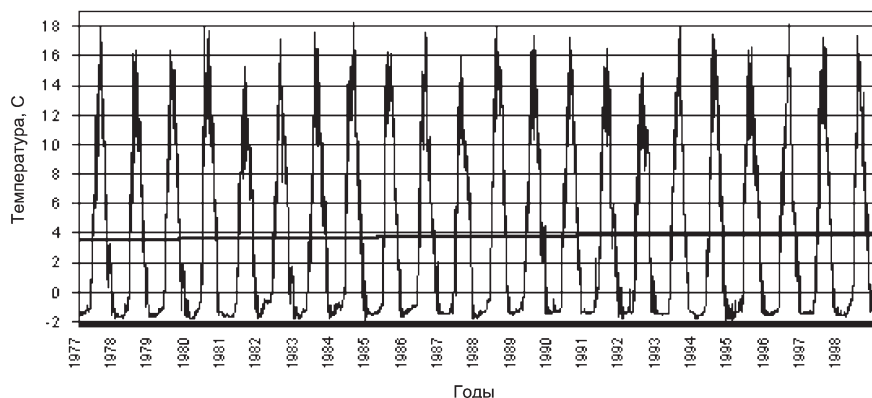


Рис. 30. Температурный ход поверхностного слоя воды и линейный тренд, ст. Гридино. Данные с дискретностью 6 ч

По графику (рис. 30) видно, что для ТПС ст. Гридино четко прослеживается сезонная составляющая. Самые высокие значения отмечены летом 1977, 1989 и 1993 гг., когда температура превышала 18 °С. Холодные годы – 1981 г. (15,3 °С) и 1991 г. (14,8 °С).

Наиболее важное значение в сезонной изменчивости имеет положение фронтальных зон (рис. 31). В.В. Елисов для Белого моря выделяет три типа фронтальных зон (Европейский Север..., 1999):

1. **Стоковые** или **шлейфовые** – граница между распространившимися пресными водами рек и морской водой. Наиболее ярко выраженный стоковый фронт наблюдается в Двинском заливе.
2. **Пограничные** – между двух морей, океаном и морем. В Белом море этот фронт расположен не по географической границе м. Святой Нос – м. Канин Нос, а значительно южнее (см. главу 1).
3. **Приливные** – связаны с распространением приливных течений по акватории моря. Они наиболее значимы в температурной изменчивости Белого моря.

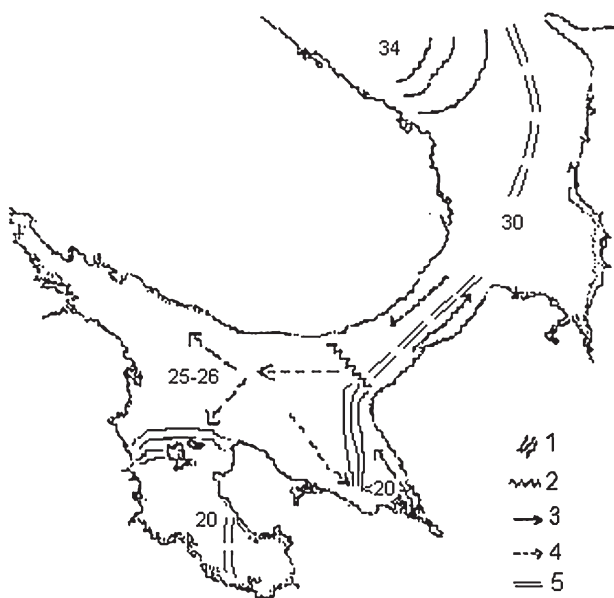


Рис. 31. Фронтальные зоны Белого моря (1 – фронтальная зона, 2 – граница между Горлом и Бассейном, 3 – поверхностные течения, 4 – глубинные течения; 5 – дополнительные температурные фронты. Цифрами показана соленость, ‰) (Биологические ресурсы Белого моря, 1990; Европейский Север..., 1999; Пантюлин, 2012 в кн.: «Система Белого моря. Т. 2. 2012)

Основываясь на многолетних судовых наблюдениях и данных вековых разрезов (см. выше), мы выделили некоторые дополнительные фронтальные зоны: субмеридиональный температурный фронт в Воронке, расположенный в полосе $42^{\circ}10' - 42^{\circ}30'$ в.д. (см. рис. 31, п. 5). Этот фронт наиболее ярко выражен в зимний период и связан с действием течений Дерюгина и Тимонова. Учитывая результаты наших расчетов, выполненные по данным ММБИ КНЦ РАН (см. раздел 2.1), разница ТПС на Терском и Канинском берегах в январе может достигать 3°C . Также мы выделили еще один стоковый фронт в Горле (он проходит вдоль Зимнего берега) и стоковый фронт в Онежском заливе. Все фронты хорошо прослеживаются по температурным данным спутников серии MODIS и на картах, построенных по результатам трехмерного численного моделирования.

Между Горлом и Бассейном, а также Двинским заливом и Бассейном выделяются ярко выраженные по спутниковым снимкам фронтальные зоны. Онежский залив хорошо ограничивается по гидрологическому режиму Западной и Восточной Соловецкими салмами.

В сезонном ходе ТПС Белого моря выделяется один максимум в июле или начале августа, в зависимости от района моря, и один минимум в зимний период. Максимум тепла приходится на конец июля. Южные станции получают суммарно большее количество солнечной радиации и, кроме того, еще дополнительно «подогреваются» в теплое время года от рек, поэтому температурный максимум у них ярче выражен. Этот же процесс проявляется и на западных станциях: Гридино, декадная Д-1. Зимний минимум связан с выхолаживанием моря.

Внутригодовая изменчивость

К внутригодовой изменчивости мы относим все квазипериодические колебания, которые лежат в интервалах от сезонной до синоптической. Здесь выделяются вихревые образования и фронтальные зоны, время существования которых соответствует нескольким месяцам. Результаты спектрального анализа свидетельствуют о том, что наибольший вклад вносят полугодовой и трехмесячный квазипериоды.

Все вихревые образования Белого моря подразделяются на (см. в работе: Белое море, 1991):

- 1) фронтальные, формирующиеся вследствие баротропно-бароклинной неустойчивости течений;

- 2) топогенные, вызываемые неоднородностями рельефа дна;
- 3) синоптические, порождаемые прямым атмосферным воздействием;
- 4) фрикционные, возникающие в районах с неоднородной скоростью течений за счет сдвиговой динамической неустойчивости.

К внутригодовой изменчивости можно отнести устойчивые фронтальные и топогенные вихревые образования и фронтальные зоны.

Синоптическая изменчивость

Синоптическая изменчивость Белого моря (временные масштабы от нескольких суток до месяца) связана с синоптическими (прямое атмосферное воздействие) и фрикционными вихревыми образованиями. На графиках хода ТПС Белого моря (рис. 32) помимо основного максимума в начале августа, связанного с интенсивной инсоляцией в июле (см. главу 1), заметен еще один небольшой максимум в осенний период.

Температурный пик во второй половине осени связан с откликом синоптических процессов, воздействующих на поверхностный слой

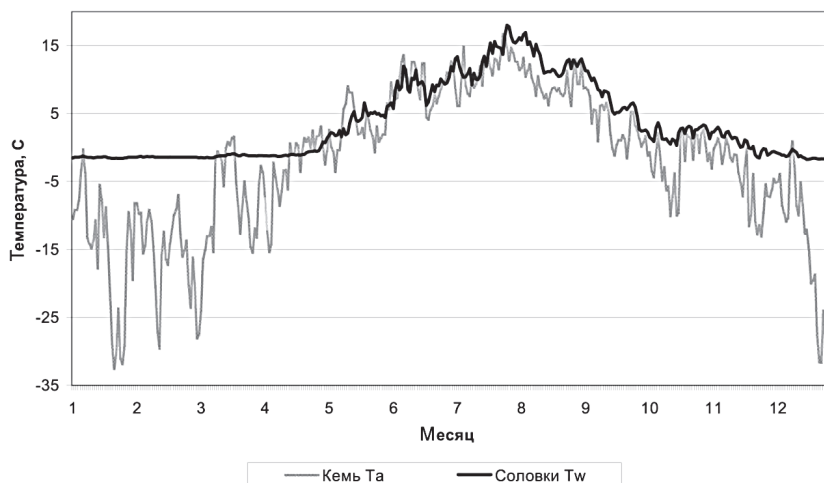


Рис. 32. Совместный годовое ход температуры поверхностного слоя воды (ст. Соловки) и температуры приземного слоя атмосферы (ст. Кемь) (1977 г.)

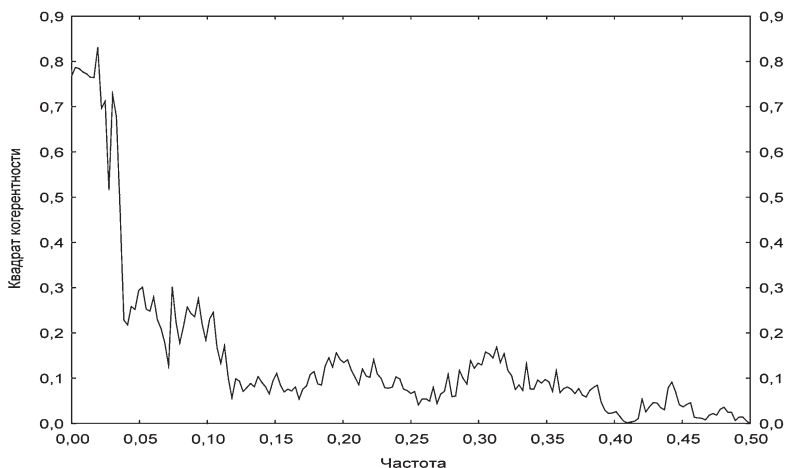


Рис. 33. Значение коэффициентов когерентности между колебаниями температуры воздуха (ст. Кемь) и ТПС Белого моря (ст. Соловки)

Белого моря. Коэффициент корреляции между ходом ТПС в безледоставный период (ст. Соловки) и температурой приземного слоя воздуха (ст. Кемь) равен 0,81. На частотах, соответствующих периодам 33–25 сут, колебания температуры воздуха и температуры воды имеют высокую когерентность ($H = 0,71–0,82$) (рис. 33).

В диапазоне масштабов 10–20 сут когерентность ниже ($H = 0,12–0,29$), о чем свидетельствуют всплески на соответствующих частотах.

Внутригодовое распределение ТПС Белого моря с двумя максимумами наблюдается по всем станциям за весь период доступной нам информации с теми или иными региональными и временными различиями.

Сюда относятся выделенные еще К.М. Дерюгиным (1928) «полюс холода» на границе Двинского залива и Бассейна и «полюс тепла» на границе Кандакшского залива и Бассейна. Сейчас отмечено несколько подобных районов в основном в центральной части моря и устье Двинского залива (рис. 34).

Положение как антициклонических круговоротов, вызывающих заглубление слоев воды (даунвеллинг), так и циклонических, вызывающих поднятие воды (апвеллинг), не является стабильным и изменяется в зависимости от сезонной интенсивности стока рек и времени прохождения циклонов над акваторией моря (Белое море, 1991). Так,

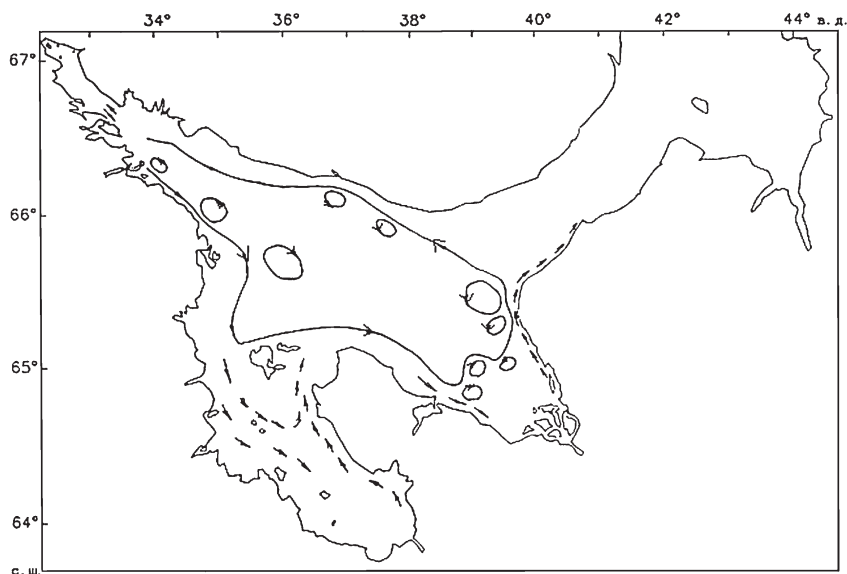


Рис. 34. Вихревые образования Белого моря (Комплексные исследования, 1994)

антициклонический вихрь у Летнего берега ярче всего выражен в июле, а в марте, в период минимального стока р. Сев. Двина, он совсем не наблюдается (Климат Карелии..., 2004).

Мезомасштабная изменчивость

С мезомасштабной изменчивостью температурного режима Белого моря связано влияние приливообразующих сил. В Белом море доминируют полусуточные приливы, на мелководьях они несимметричны благодаря деформации приливной волны, когда время роста и время падения уровня различаются между собой. При прохождении относительно узкого Горла происходит деформация приливной волны и генерируются инерционно-гравитационные волны Пуанкаре (Семенов, 2004). Общая картина усложняется присутствием волн Кельвина и шельфовых волн. На рис. 35 показана изменчивость температуры воды на одной станции за одни сутки.

Например, в Двинском заливе время роста больше времени падения уровня, а в Кандалакшском заливе – наоборот. Эти неравенства

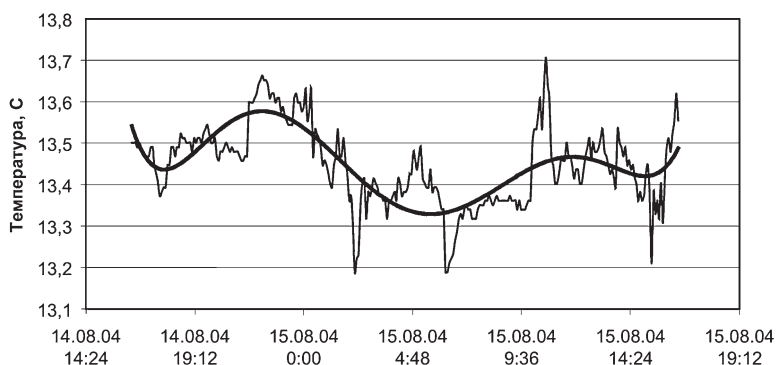


Рис. 35. Суточные температурные колебания за приливный цикл, район архипелага Кузова (14–15 августа 2004 г., горизонт 3 м)

прилива отражаются в суточном ходе ТПС. В некоторых районах моря искажения приливов приводят к тому, что за сутки наблюдается четыре полных и малых воды (например, м. Вепревский), а не две, как на остальной части моря. Помимо этого в Белом море падение или рост прилива может на какое-то время приостановиться и даже сменить рост на падение, а потом снова продолжиться. Это явление известно со времен поморов как «маниха».

Собственно беломорские приливы незначительны и составляют всего 3 см (Белое море, 1991), однако, например, в Мезенском заливе могут достигать 10 м и более, благодаря индуцирующему действию приливной волны из Баренцева моря. Приливная волна, пройдя через относительно узкое Горло, деформируется, генерируя в Бассейне сложную систему волн, состоящую из поступившей волны и волны, отраженной от берегов. Естественно, ее энергия гасится из-за рефракции у берега, вблизи архипелагов и на мелководьях.

Амплитуда колебаний температуры воды в устьевых зонах рек за один приливный цикл может достигать значительных величин. Для примера показана мезомасштабная изменчивость в районе ГМС Мудьюг (рис. 36). Здесь амплитуда температуры за один приливный цикл достигает 0,4 °С.

В весенней экспедиции 2003 г. (см. табл. 2.3) отмечено, что в марте в устьях крупных рек (Сев. Двина и Онега) амплитуда колебаний температуры воды за один приливный цикл для ст. Экономия составила 0,07 °С, для ст. Лапоминка 0,03 °С, а для района о-ва Кий 0,60 °С. Данные экспедиции 2005 г. (рис. 37) хорошо согласуются с результатами, полученными двумя годами ранее.

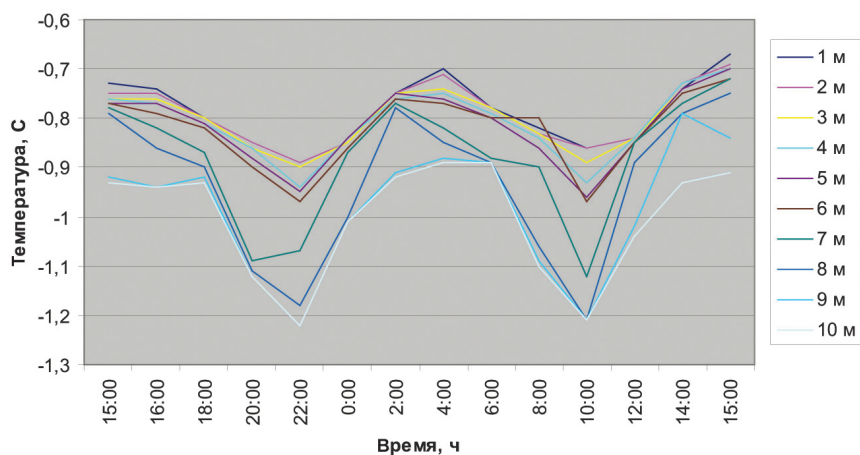


Рис. 36. Колебания температуры воды на разных горизонтах в районе ГМС Мудьюг (28.03.2005–29.03.2005)



Рис. 37. Карта-схема станций гидрологических измерений в устье р. Сев. Двина (март–апрель 2005 г.)

В районах моря, где хорошо выражена стратификация (Бассейн, Двинский и Кандалакшский заливы), основную роль в мезомасштабной изменчивости играют внутренние волны и турбулентность. Колебания температуры воды во внутренней волне могут достигать $1,5^{\circ}\text{C}$ от подошвы до ее гребня (Белое море, 1991). Отсюда ясно, что при прохождении внутренней волны наибольшие изменения гидрологических параметров происходят в области термогалокина, а поверхность и дно захватываются в меньшей степени.

Примером мезомасштабной изменчивости может служить явление, замеченное автором в марте–апреле 2004 г. в устье губы Чупа. В период наших измерений (с 29 марта по 9 апреля) температура воды Чупинской губы от поверхности до горизонта 18–20 м закономерно повышалась до термоклина (35–45 м), после которого отмечена изотермия. Непосредственно у дна температура и соленость составляли соответственно $-0,4^{\circ}\text{C}$ и 28‰. Однако наблюдаемое распределение температуры не полностью соответствовало классическому, характерному для данного сезона (Белое море, 1991; Бабков, 1998). Так, на глубине 4–8 м в период развития приливной волны отмечался относительно теплый слой воды с температурой на $0,2\text{--}0,8^{\circ}\text{C}$ выше по сравнению с верхними и нижними горизонтами (рис. 38).

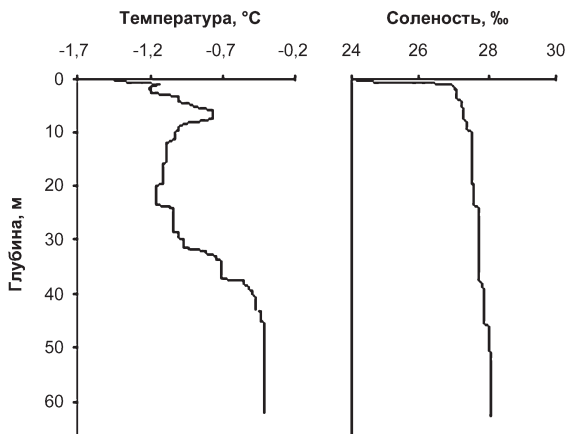


Рис. 38. Распределение температуры и солености в период развития приливной волны (декадная ст. Д-1, 27.03.04, 15:55)

Интрузия относительно теплой воды отмечена на станциях с 1 по 15 (рис. 39). Наблюдаемые изменения в слое 4–8 м проявлялись только по температурному показателю и не регистрировались по солености.

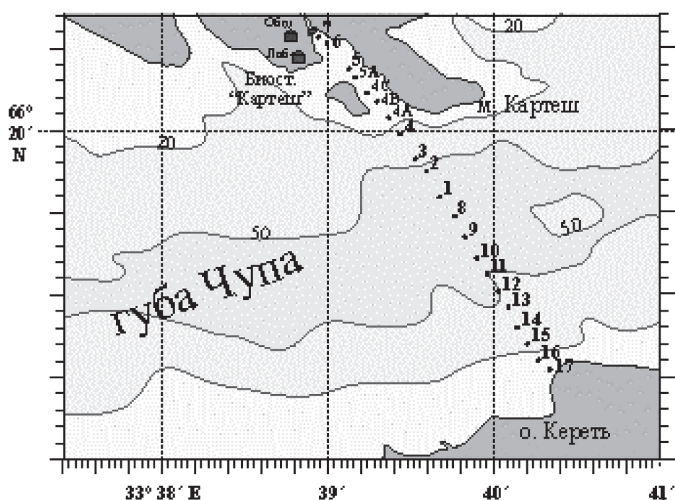


Рис. 39. Схема расположения гидрометеорологических станций

Объяснением данного явления может служить предположение об имевшей место адвекции тепла от более прогретой весенним солнцем полыни, замеченной 8 апреля в устье Чупинской губы с мыса Картеш

и удаленной от ст. Д-1 приблизительно на 3 км. Эта относительно теплая вода с приливной волной распространяется подо льдом от полыни в сторону вершины губы. На рис. 40 показан разрез через устье Чупинской губы, на котором отчетливо проявляется интрузия.

При развитии максимальной скорости приливного течения «теплый» слой постепенно начинал заглубляться, затем, полностью перемешиваясь с соседними нижележащими слоями, он размывался. Однако, к сожалению, подтвердить предположение о происхождении интрузии инструментально не удалось.

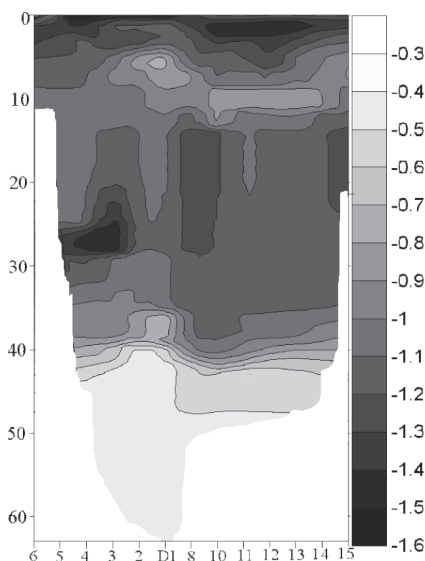


Рис. 40. Разрез ст. 6 – ст. 15

Рассмотрев указанные интервалы изменчивости можно сделать вывод, что в целом изменчивость ТПС северной части Белого моря тесно связана с процессами, происходящими в Баренцевом море, и проявляется здесь практически в одно и то же время или с незначительным сдвигом по фазе. Формирование изменчивости синоптического масштаба формируется под влиянием комплекса термогидродинамических процессов и явлений, которые зависят от особенностей морфометрии моря. Основное влияние оказывает индуцированный прилив, проходящий через Горло в море и формирующий широкий спектр волн Кельвина и Пуанкаре, генерирующих разнообразные фронты и апвеллинги разного генезиса. В южной части Белого моря сильнее сказывается «влияние материка», так как гидрологический режим Двинского и Онежского заливов во многом определяется стоком крупных рек: Сев. Двина и Онега.

2.3. Оценки изменчивости ТПС Белого моря на перспективу

На основании результатов статистического анализа многолетних рядов температурных данных поверхностного слоя Белого моря и экспедиционных исследований автора были выполнены оценки изменчивости ТПС Белого моря на перспективу. Оценка проводилась в четыре этапа:

- 1) оценивание по модели линейного тренда;
- 2) нелинейное оценивание с использованием стохастической модели;
- 3) с помощью спектрального анализа;
- 4) с помощью вейвлетного анализа.

2.3.1. Оценка по линейной модели тренда

Рассмотрим оценку, сделанную по модели линейного тренда. Хотя применение линейного тренда для гидрометеорологических рядов не всегда оправдано (Рожков, Трапезников, 1990), учитывая устойчивость процесса постепенного потепления в исследуемом районе (см. главу 1) и значимость трендов повышения ТПС Белого моря по t -критерию Стьюдента, мы допускаем его использование.

Согласно проведенным расчетам (Толстиков, 2006), ТПС Белого моря за период 1977–1999 гг. повысилась в среднем на $0,5^{\circ}\text{C}$. Для того чтобы понять, насколько этот процесс устойчив и вклад каких лет в изменчивость температурного режима максимален, сделаем 50 % выборку из полного ряда данных (рис. 41), с 1977 по 1988 г. и построим по ней линейный тренд (рис. 42).

Как видно из графиков (рис. 41, 42), повышение ТПС по полному ряду ст. Гридино и по 50 % выборке имеет сходные тенденции, с $3,5$ до $3,9$ и с $3,5$ до $4,0^{\circ}\text{C}$ соответственно. Тренд значим на уровне 10 %, и его вклад в общую дисперсию составляет 2,7 %. Это дает право экстраполировать вперед тренд, построенный по выборке 1977–1988 гг., до 1999 г. и сравнить истинные и расчетные значения.

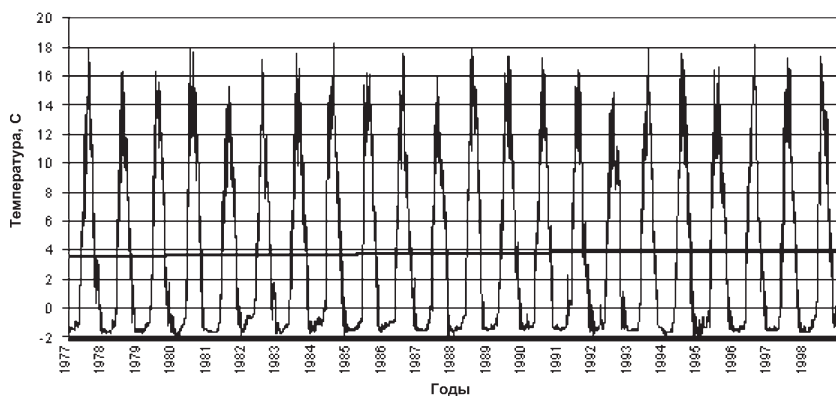


Рис. 41. Температурный ход поверхностного слоя Белого моря по ст. Гридино за 1977–1999 гг. и линейный тренд

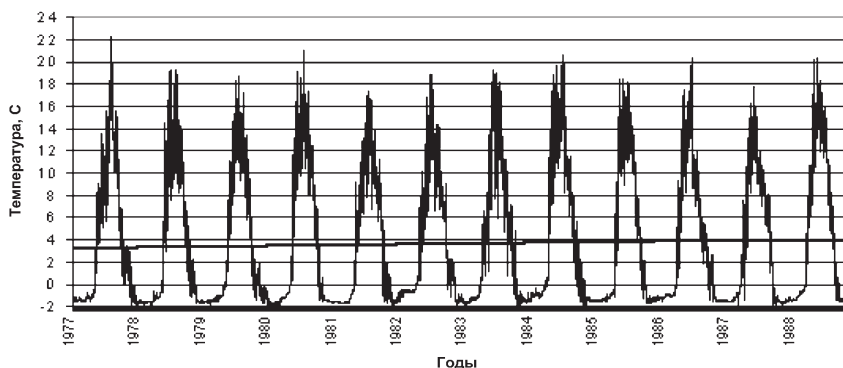


Рис. 42. Температурный ход поверхностного слоя Белого моря по ст. Гридино за 1977–1988 г. и линейный тренд

Согласно оценке, в 1999 г. ТПС по ст. Гридино должна была составить 4,3 °С. Так как истинная температура была 3,9 °С, легко подсчитать ошибку по формуле (Боровиков, 2001):

$$OO_t = 100 \times \frac{|X_t - F_t|}{X_t},$$

где OO_t – относительная ошибка, X_t – истинное значение, F_t – значение по прогнозу.

Таким образом, относительная ошибка расчетов, выполненных по температурным данным ст. Гридино, составила 7 %, что позволяет нам экстраполировать вперед тренд ряда 1977–1998 гг. таким же способом сначала до 2008 г., т.е. примерно на половину его длины, а затем на всю длину ряда, т.е. до 2018 г. Оценка по линейному тренду показывает, что средняя многолетняя ТПС Белого моря на ст. Гридино в 2008 г. 3,9 °С, а в 2018 г. 4,0 °С, т.е. практически останется без изменений. Для ст. Соловки тренд не значим, а для ст. Жужмуй и Жижгин значим на уровне 2 и 5 % соответственно. ТПС Белого моря во второй половине расчетного периода (1977–1999 гг.) была выше, чем в первой. В целом, согласно оценке по линейной модели тренда, в дальнейшем по всем изученным станциям будет наблюдаться повышение ТПС Белого моря, в среднем 0,4 °С/10 лет, при условии сохранения современных тенденций изменения климата в исследуемом районе.

Помимо общего статистического анализа девяти рядов температурных данных поверхностного слоя Белого моря, был проведен анализ выборок по сезонам для каждой станции, в ходе которого выяснилось, что по всем станциям наблюдаются сходные закономерности. Отмеченное повышение ТПС проявляется в летние месяцы и весной, а осенью, наоборот, наблюдается небольшое понижение температуры в многолетнем ходе. Зимой практически по всем станциям тренда нет, кроме ст. Унский маяк, где отмечено повышение температуры на 0,5 °С. Для этой станции ярко выражен положительный тренд во все сезоны. Максимальный положительный тренд отмечен на ст. Инцы для летнего сезона – 1,5 °С. Отрицательный тренд в летние месяцы наблюдается на ст. Жужмуй и ст. Чаваньга. Максимальная изменчивость отмечается в период открытой воды, т.е. летом и осенью.

2.3.2. Нелинейное оценивание

Нелинейное оценивание заключается в применении стохастической модели (Ефремова, Петров, 1992) для описания внутригодового хода

ТПС Белого моря. Для получения средних многолетних характеристик изменчивости температуры воды в Белом море была применена стохастическая модель нелинейного оценивания (Толстикова, Петров, 2006), впервые использованная для описания термического состояния Онежского и Ладожского озер (Ефремова, Петров, 1992, 1995, 2000).

При создании модели функциональный вид определялся не только из соображений наилучшего статистического приближения, но принималось во внимание то, что модель должна правильно характеризовать сезонные изменения средней температуры. Один и тот же функциональный вид модели должен быть применим к разным станциям измерений. Предложенная модель описывает такие важные периоды годового термического цикла как зимний минимум, весеннее нагревание, летний максимум (пик или плато) и осеннее охлаждение.

Наилучшим приближением была признана нелинейная по параметрам модель, имеющая вид колоколообразной функции, составленная из комбинации экспонент (Ефремова, Петров, 1992):

$$T = b_6 + b_1 \times \left(1 - \frac{1 - \exp((t - b_2) \cdot b_3)}{1 + \exp((t - b_2) \cdot b_3)} \right) \times \left(1 + \frac{1 - \exp((t - b_4) \cdot b_5)}{1 + \exp((t - b_4) \cdot b_5)} \right),$$

где T – температура поверхностного слоя; t – время в сутках от начала года; b_1 – b_6 – эмпирические параметры, имеющие размерность времени в сутках.

На рис. 43 показаны преобладающие изменения температурной кривой при варьировании значений параметров модели.

Параметры подбирались отдельно для каждой станции (табл. 2.6) при использовании итерационного квазиньютоновского метода, критерий сходимости равен 0,0001.

Функция потерь или коэффициент корреляции вычислялся как средняя величина квадрата разности между измеренной и рассчитанной величинами. В 44 % случаев этот коэффициент превышал 0,96, а в оставшихся 56 % – 0,83. Значит, средний многолетний сезонный ход, описываемый моделью, объясняет более 80 % дисперсии исходных данных.

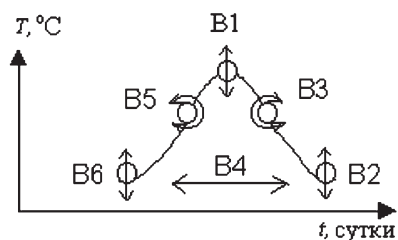


Рис. 43. Схема модели (стрелки показывают изменения кривой при варьировании параметров)

Таблица 2.6

Параметры, рассчитанные для девяти станций
(R – коэффициент корреляции)

Станция	R	Параметры модели					
		b_6	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5
Гридино	0,96	–1,527	4,006	269,031	–0,047	158,629	–0,063
Жижгин	0,98	–1,738	3,283	285,963	–0,046	158,152	–0,058
Мудьюг	0,97	–0,530	4,603	261,744	–0,052	147,310	–0,095
Унский маяк	0,96	–1,521	4,282	270,454	–0,046	148,611	–0,069
Жужмуй	0,87	–1,592	3,626	281,072	–0,049	154,561	–0,061
Чаваньга	0,83	–0,911	3,516	273,280	–0,031	163,633	–0,075
Соловки	0,84	–1,343	4,275	265,121	–0,047	157,343	–0,068
Инцы	0,86	–1,391	3,394	281,756	–0,048	153,112	–0,073
Кандакаша	0,84	–0,511	3,945	259,413	–0,039	159,413	–0,068

Все полученные кривые унимодальны, асимметричны, температурный максимум закруглен (см. коэффициенты асимметрии и эксцесса в табл. 2.2), но для каждой станции выделены свои отличия, характеризующие температурный режим в отдельном конкретном случае.

Обратимся к графику ТПС, построенному по данным ст. Гридино (рис. 44), где модельная кривая представлена в поле данных.

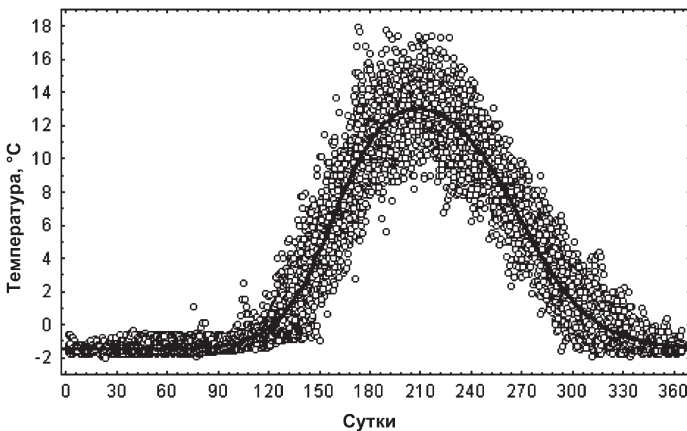


Рис. 44. Средний многолетний температурный ход по ст. Гридино и модельная кривая

Для ст. Гридино характерно наступление температурного максимума ($13,1\text{ }^{\circ}\text{C}$) на 210-е сутки от 1 января (29 июля), который не длится долго, а почти сразу переходит в следующую фазу годового хода – охлаждение. Средняя температура зимы составляет $-1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ и практически не меняется до 74-х суток (15 марта). Затем начинается постепенное повышение температуры, и на 123-е сутки (3 мая) она переходит через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, продолжая активно возрастать до 165-х суток (14 июня), затем замедляя скорость роста. Нагревание длится 87 сут. После максимума начинается фаза остывания, сначала медленного до 270-х суток (27 сентября), а потом быстрого до 316-х суток (12 ноября), когда температура воды переходит через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, и далее до 360-х суток (26 декабря), снова становясь постоянной до весны. Остывание продолжается 106 сут, превышая фазу нагревания на 19 сут. Так завершается средний многолетний годовой цикл ТПС в районе ст. Гридино.

Пределы разброса значений температуры в различные месяцы и коридоры допустимых значений удобно оценить по диаграмме разброса, показывающей среднемесячные температуры, а также все максимумы и минимумы за 23-летний период (рис. 45).

Максимальная температурная изменчивость наблюдается в конце весны – начале лета и осенью по естественным природным причинам: сход или образование льда; смена знака в преобладающих сезонных ветрах в силу влияния муссонной тенденции (см. главу 1).

Таким же образом, как показано на примере ст. Гридино, были получены и проанализированы кривые еще по восьми станциям. Все станции представлены на рис. 46.

На рис. 47 показано соответствие графиков внутригодового хода ТПС и модельных кривых.

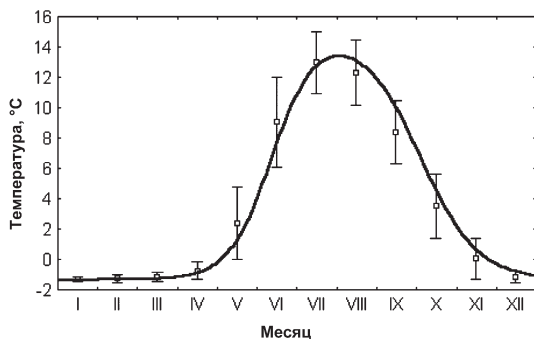


Рис. 45. Модельная кривая для ст. Гридино, на которой даны средние многолетние измеренные значения температуры воды для каждого месяца со своими среднеквадратическими отклонениями

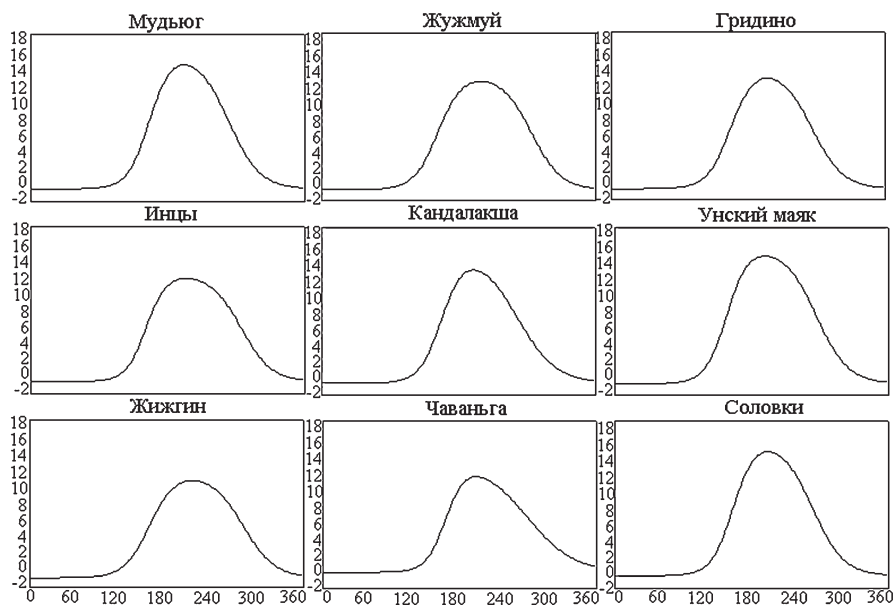


Рис. 46. Модельный ход температуры поверхности воды по девяти станциям (по оси абсцисс – сутки от начала года; по оси ординат – температура, °С)

Модельная кривая адекватно описывает ход среднесноголетней ТПС ст. Жижгин. Достаточное соответствие наблюдается на станциях Кандалакша, Гридино и Унский маяк. Наибольшее расхождение отмечено на ст. Мудьюг. Это можно объяснить тем, что из-за мелководности района о. Мудьюг и близости р. Сев. Двина здесь наблюдаются значительные амплитуды ТПС в течение года. Из всех сезонов модель недостаточно хорошо характеризует осенний период, так как по своему функциональному виду не способна описать непродолжительное по времени осеннее повышение ТПС (ст. Соловки, Гридино, Инцы).

Анализ всех кривых хода ТПС Белого моря позволяет сделать следующие выводы:

1. Все кривые асимметричны относительно температурного максимума, так как процессы нагревания и остывания происходят неравномерно. Температурный ход по ст. Чаваньга имеет ярко выраженную асимметричность. Для всех станций характерно сравнительно быстрое весеннее нагревание, а остывание воды в осенние месяцы идет значительно медленнее и плавнее.

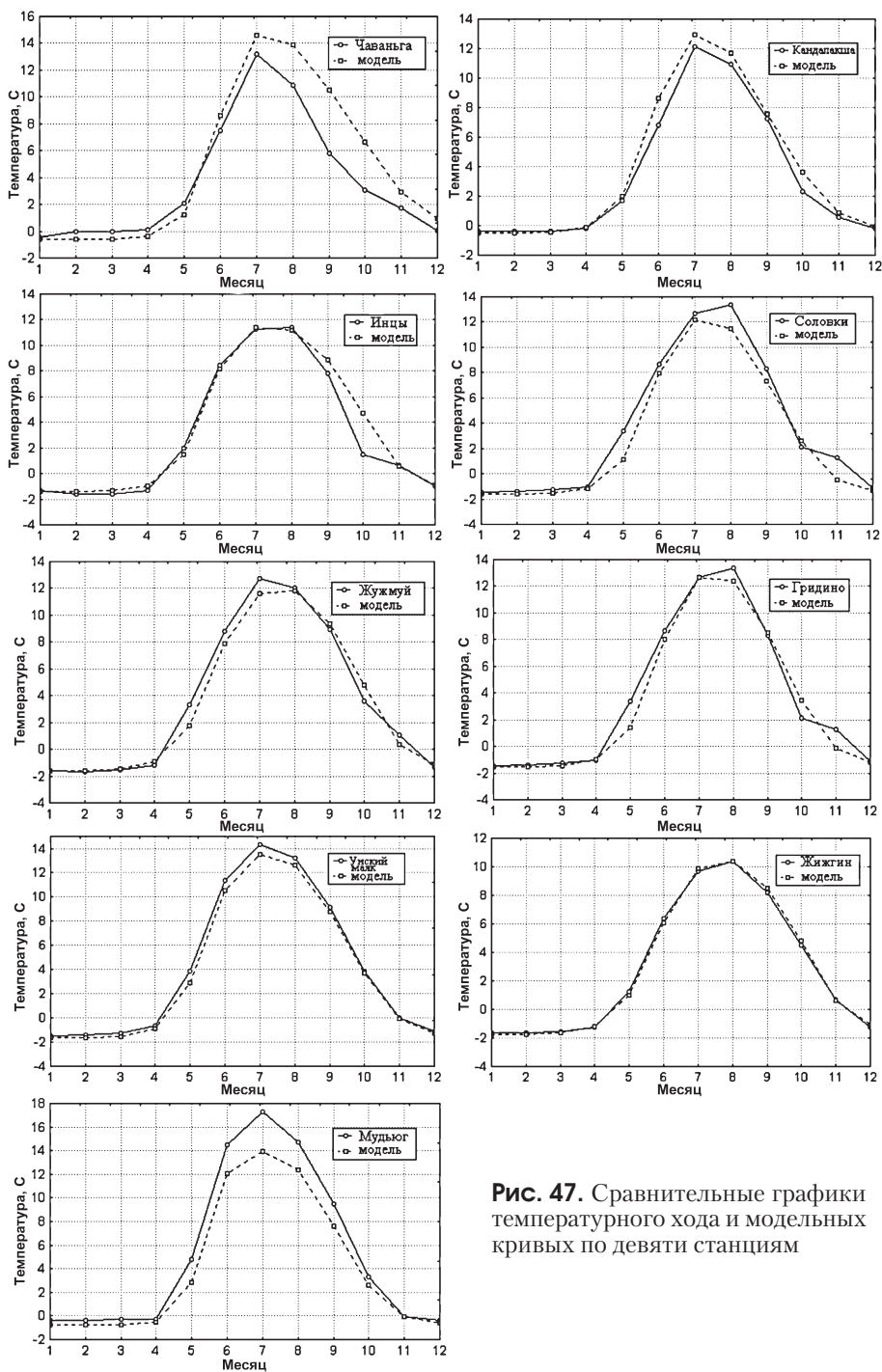


Рис. 47. Сравнительные графики температурного хода и модельных кривых по девяти станциям

2. Средние многолетние значения максимального прогрева колеблются от 10,5 °С (ст. Жижгин), где отмечается зона апвеллинга, до 17,2 °С (ст. Мудьюг), за счет значительного влияния р. Сев. Двина и относительно южного положения станции.
3. Температурный максимум наблюдается в основном недолго, в течение 20-х чисел июля (204–210-е сутки). Раньше всего нагрев осуществляется на ст. Мудьюг (в первых числах июля). Максимум здесь по форме близок к плато.
4. Наиболее низкая температура воды наблюдается, естественно, в зимние месяцы, но здесь есть свои особенности. Так, на ст. Ун-ский маяк интенсивный весенний нагрев начинается уже 24 апреля (114-е сутки), когда температура переходит через 0 °С, а на ст. Жижгин – только с 9 мая (129-е сутки). В среднем температура повышается в течение 83 сут.
5. Остывание воды происходит примерно за 120 сут. На ст. Чаваньга этот период составляет 156 сут, т.е. с 23 июля по 26 декабря, а для ст. Мудьюг – всего 132 сут (с 17 июля по 26 ноября). «Воздействие материка» на южных станциях сказывается сильнее и проявляется гораздо быстрее, чем в открытом море. Это видно по всем прибрежным станциям Карельского и Поморского берега, где процесс остывания до 0 °С длится 110 сут (с начала августа до конца ноября). Для станций, подверженных большему влиянию открытого моря (например, ст. Чаваньга), остывание продолжается до 156 сут.

Таким образом, по модельным кривым годового хода ТПС Белого моря с точностью до заданных интервалов шкалы времени и шкалы температуры можно:

- находить моменты максимума и продолжительность периода минимума;
- устанавливать точки перехода через 0 °С (или любой другой заданной температуры) весной и осенью;
- по особым точкам кривой определять момент смены весеннего повышения температуры с возрастанием скорости нагревания на повышение с замедлением скорости, а также момент смены осеннего понижения температуры с возрастанием скорости остывания на понижение с замедлением скорости;
- оценивать продолжительность и характер периодов нагревания и охлаждения воды.

Все значения ТПС, найденные по модельной кривой для каждого момента времени, могут использоваться в качестве средних много-летних оценок.

Применим полученные кривые к характеристике «теплых», «средних» и «холодных» лет для ТПС Белого моря (см. табл. 2.5). Для этого модельные кривые (см. рис. 45) сопоставим с графиками годового хода ТПС Белого моря отдельно взятых «теплых», «средних» и «холодных» лет (рис. 48).

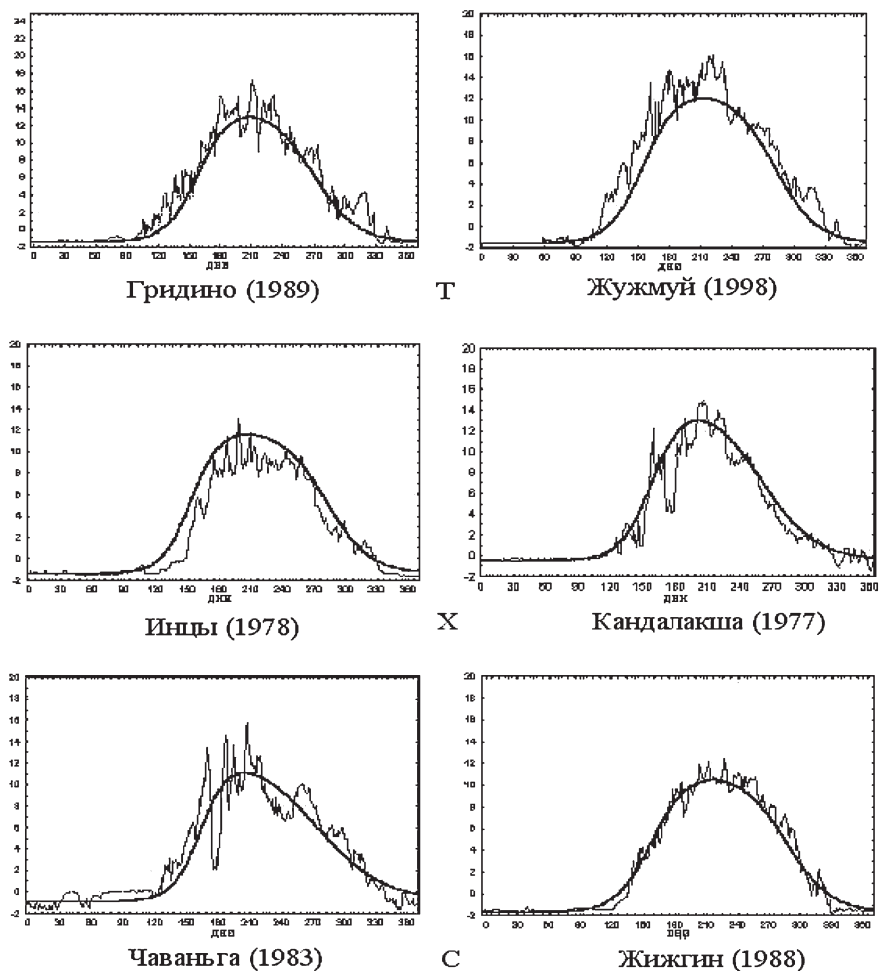


Рис. 48. Сопоставление модельных кривых с годовым ходом «теплых» (Т), «холодных» (Х) и «средних» (С) лет для разных станций

Для «теплых» лет (рис. 48) модельная кривая относительно годового хода ТПС смещена вниз, и на общем фоне особенно выражено повышение температуры в весенний и летний сезоны. Время перехода через особые точки кривой отмечается для «теплых» лет раньше по сравнению с другими годами. На примере «холодных» лет заметно, что модельная кривая находится выше годового хода и, например, для весны характерно запаздывание в несколько суток относительно среднего многолетнего хода. Для «средних» лет модельная кривая адекватно описывает годовой ход. Из графиков (рис. 48) следует, что по модельным кривым удобно характеризовать температурный режим «теплых», «холодных» и «средних» лет, используя их в качестве «лекала» для графиков внутригодового хода ТПС, а предложенная нами методика выделения этих лет (см. выше) оправдана.

Основываясь на результатах работы (Серяков, 1979), мы осуществили оценку ТПС Белого моря, используя характеристику «предзимий». Согласно указанной работе, в предзимье (1 октября – 31 декабря) обычно формируются основные черты метеорологических и гидрологических особенностей наступающего года. Методика оценки заключалась в изучении ТПС различных гидрометеорологических станций Белого моря за предзимний период для каждого года. В результате анализа выяснилось, что если в ноябре ярко проявляется сезонное повышение ТПС, то с высокой долей вероятности (табл. 2.7)

Таблица 2.7

**Вероятность события понижения ТПС в следующем году
при повышении ТПС в ноябре текущего года**

Станция	Соответствует, %	Не соответствует, %
Гридино	77	23
Жужмуй	62	38
Инцы	81	19
Кандалакша	68	32
Соловки	65	35
Чаваньга	83	17
Мудьюг	74	26
Жижгин	74	26
Унский маяк	70	30

следующий год будет холодным по предложенной нами схеме выделения различных лет (см. табл. 2.5). И наоборот, если осеннее остывание ТПС происходит плавно, без повышений температуры воды, то наступающий год окажется теплым.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что предзимнее состояние ТПС Белого моря может использоваться для оценки изменений температуры поверхностного слоя моря в наступающем году.

2.3.3. Результаты спектрального анализа и сглаживания

Для использования в расчетах изменчивости ТПС Белого моря классических методов Фурье-анализа все ряды среднесуточных температурных данных по девяти станциям были приведены к стационарному виду путем выделения линейного тренда. Подобная процедура позволяет подсчитать относительный вклад в общую изменчивость в масштабах от межгодовой до синоптической. Сглаживание проводилось окном Хемминга (рис. 49).

По функции спектральной плотности (рис. 49) видно, что максимальный пик соответствует годовым колебаниям. Значительна внутригодовая изменчивость – с периодами 167, 83 и 67 сут. На основе

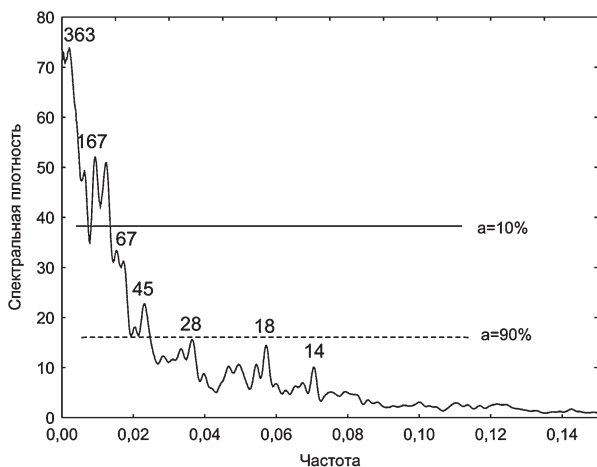


Рис. 49. Функция спектральной плотности ТПС Белого моря по ст. Гридино. Вверху каждого пика указаны временные масштабы в сутках. Линиями показаны доверительные интервалы для соответствующих уровней значимости

результатов спектрального анализа, учитывая межгодовую изменчивость, мы получили вклад в общую дисперсию составляющих изменчивости ТПС Белого моря (табл. 2.8).

Таблица 2.8

Оценка относительного вклада в дисперсию составляющих изменчивости ТПС Белого моря

Станция	Изменчивость, %			
	межгодовая	сезонная	внутригодовая	синоптическая
Гридино	38	38	17	7
Соловки	33	40	20	7
Жужмуй	30	49	16	5
Жижгин	32	54	13	1
Унский маяк	36	36	19	9
Мудьюг	32	42	20	6
Инцы	36	54	9	1
Чаваньга	28	37	25	10
Кандалакша	36	37	23	5

Из табл. 2.8 следует, что большая часть вклада в дисперсию практически по всем станциям приходится на сезонную и межгодовую изменчивость. Но по всему спектру изменчивости ТПС Белого моря трудно отдельно охарактеризовать синоптические масштабы, хотя в исследуемых интервалах их вклад значителен (Монин и др., 1974), так как дисперсия колебаний температуры воздуха в приводном слое атмосферы в синоптическом диапазоне частот в 3 раза выше дисперсии сезонной изменчивости (Бышев, 2003). За синоптическую изменчивость мы принимаем масштабы колебаний ТПС Белого моря от нескольких до 40 сут.

Для анализа масштабов синоптической изменчивости выделим из имеющихся рядов данных девяти ГМС более высокочастотные составляющие. Применение вычитания модели (Толстиков, Петров, 2006) из среднесуточных значений ТПС Белого моря для этой цели не дало положительных результатов. Наиболее подходящим был признан метод полиномиального скользящего среднего при исключении тренда с третьей степенью полинома. Оценка спектральной плотности

проводилась с помощью простой периодограммы в частотной шкале (рис. 50).

Анализ показал, что все спектры синоптического масштаба имеют почти идентичную форму. Для большинства станций наибольший по энергии пик $0,036 \text{ сут}^{-1}$ соответствует периоду 28 сут, что скорее

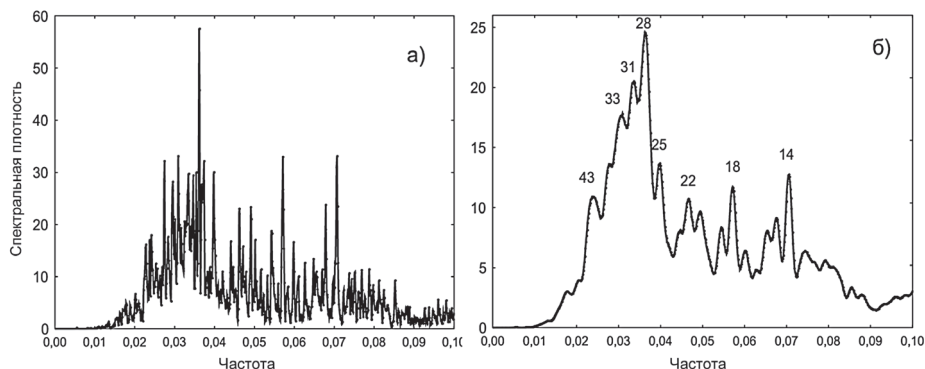


Рис. 50. Функция спектральной плотности $St(\omega)$ ТПС Белого моря по ст. Гридино без сглаживания (а) и после сглаживания окном Хемминга (б).

Вверху каждого пика указаны временные масштабы в сутках

Таблица 2.9

**Периоды, полученные методом спектрального анализа по
среднесуточным температурным данным
(максимальный пик выделен жирным шрифтом)**

Станция	Периоды, сут									
Чаваньга	50	40	29	26	22	19	10	8	–	–
Инцы	53	40	32	28	22	16	14	13	–	–
Жужмуй	40	37	32	28	26	23	14	11	9	–
Гридино	43	37	33	31	28	25	22	14	9	7
Кандалакша	38	36	28	24	18	15	13	–	–	–
Жижгин	53	40	37	32	28	21	19	14	10	7
Соловки	37	30	28	25	21	19	14	–	–	–
Мудьюг	48	40	37	32	28	23	20	18	13	10
Унский маяк	56	37	28	24	17	15	14	10	8	6

всего вызвано действием параллактического неравенства приливов, если основываться на результатах работы (Фукс, 1972). С адвекцией тепла приливной волной, вероятно, связан и период, равный 14 сут. Только для станций Инцы, Жужмуй и Кандалакша максимальные по энергии пики соответствуют 40, 32 и 38 сут соответственно, однако спектральная плотность для пика 28 сут также высока. Все периоды по станциям представлены в табл. 2.9.

В результате анализа функций спектральной плотности девяти станций установлено, что основной вклад в синоптическую изменчивость рядов ТПС Белого моря вносят компоненты с гармониками $m = 0,023-0,040$, что соответствует временной области 28–40 сут.

На основании изученности всех видов изменчивости по результатам спектрального анализа можно сделать вывод, что в формировании температурных полей поверхностного слоя Белого моря ведущую роль играют сезонные колебания, вклад которых в общую дисперсию колеблется от 37 до 54 %. Вклад в дисперсию межгодовых колебаний также значителен.

2.3.4. Результаты вейвлетного анализа

Так как, согласно принципу Гейзенберга (Дьяконов, 2002), классический фурье-анализ не позволяет одновременно получить высокое разрешение и в частотной, и во временной области, попробуем применить к имеющимся у нас рядам данных сравнительно новый в гидрометеорологии (Монин, Сонечкин, 2005), но наглядный для иллюстрирования изменчивости ТПС (Белоненко и др., 2005) вейвлетный анализ.

Вейвлетная функция локализована и в частотной, и во временной области, т.е. одновременно учитывает периодическую составляющую, тренд и отдельно встречающиеся особенности процесса в конкретный момент времени. Кроме того, для вейвлетного анализа используется исходный нестационарный ряд, что значительно облегчает задачу исследования и снижает вероятность расчетной ошибки.

Для анализа рядов температурных данных девяти станций Белого моря выбран бесконечный регулярный вейвлет Мейера с дискретной аппроксимацией, так как он лучше всего подходит для анализа временных рядов (Дьяконов, 2002). Вейвлет Мейера симметричен и поддерживает непрерывное преобразование.

Проведем вейвлетное разложение на 12 уровней для ТПС Белого моря по среднесуточным данным ст. Гридино (рис. 51).

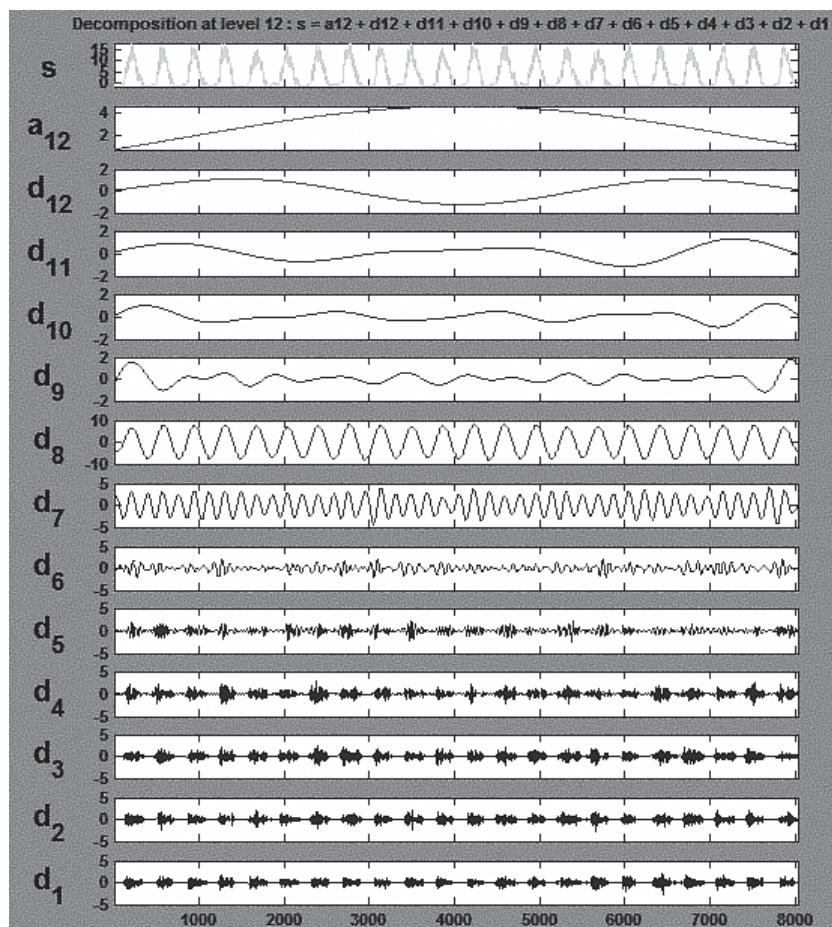


Рис. 51. Графики линейных коэффициентов вейвлет-преобразования для суточных колебаний ТПС Белого моря (ст. Гридино)

По графику вейвлет-преобразования видно (рис. 51), что в ряду ТПС Белого моря по ст. Гридино присутствует положительный тренд (уровень a_{12}); на уровне d_8 , соответствующем годовым колебаниям, диапазон изменчивости линейных коэффициентов составляет от -9 до 9 , что значительно выше коэффициентов остальных уровней. Это значит, что вклад годовых колебаний в температурную изменчивость поверхностного слоя Белого моря максимальный. Вклад внутригодовых колебаний (уровень d_7) также значителен, однако он неравноценен на различных участках ряда. Так, наименьшие амплитуды колебаний

приходятся на конец 80-х гг. XX в. (значение 4000 на оси абсцисс), наибольшие – на середину 80-х (3100) и конец 90-х гг. (7800). Внутригодовые колебания с временными масштабами в несколько месяцев по диапазонам изменчивости линейных коэффициентов сопоставимы с синоптическими колебаниями.

Уровням с d_9 по d_{12} соответствуют межгодовые колебания. Максимальная изменчивость межгодовых колебаний прослеживается в квазидвухлетней периодичности (d_9). Ряд этого уровня неравноценен в различные годы: в конце 70-х – начале 80-х гг. XX в. амплитуды ТПС минимальные, а максимальные – в конце 80-х гг. С начала и до середины 90-х гг. наблюдается практически полное отсутствие квазидвухлетней периодичности, что, вероятно, связано с тенденциями максимального роста за 20-летний период температуры приземного слоя атмосферы в исследуемом районе (см. главу 1). Уровень d_{10} соответствует квазипятилетней периодичности. По значениям линейных коэффициентов он сопоставим с уровнем d_9 : от -1 до 1 . Как видно из графика (рис. 51), вклад межгодовых колебаний в общую изменчивость минимален. На уровне d_{10} ряд также неравноценен, и в начале 90-х гг. выделяется максимальная изменчивость. Уровень d_{11} соответствует квазиодиннадцатилетнему периоду.

Обратимся к графикам вейвлет-преобразований всех рядов разложений ТПС по девяти станциям Белого моря (рис. 52).

Трендовая составляющая (уровень a_7) для большинства станций свидетельствует о повышенной ТПС в конце 1980-х гг. В межгодовой изменчивости проявляются следующие особенности: квазиодиннадцатилетняя изменчивость (уровень d_6) ярче всего выражена на ст. Унский маяк, Чаваньга, Кандалакша, Жижгин, Мудьюг, Гридино; квазипятилетняя (уровень d_5) – отчетливо проявляется на графиках хода ТПС всех станций, так же как и квазидвухлетняя (уровень d_4). Наибольшие амплитуды на уровнях d_5 и d_4 по всем станциям – в начале 90-х гг.

Результаты вейвлетного анализа свидетельствуют о том, что максимальный вклад в общую дисперсию ТПС Белого моря вносит сезонная изменчивость, до 62 % (табл. 2.10), что хорошо согласуется с результатами спектрального анализа.

Также значительное влияние оказывает и внутригодовая изменчивость (до 32 %). В отличие от результатов спектрального анализа вейвлетный анализ показывает больший вклад синоптической и меньший – межгодовой изменчивости. Амплитуды синоптической изменчивости (уровень d_1) испытывают наибольшую неоднородность в ряду вейвлет-преобразования ТПС Белого моря по сравнению с другими уровнями.

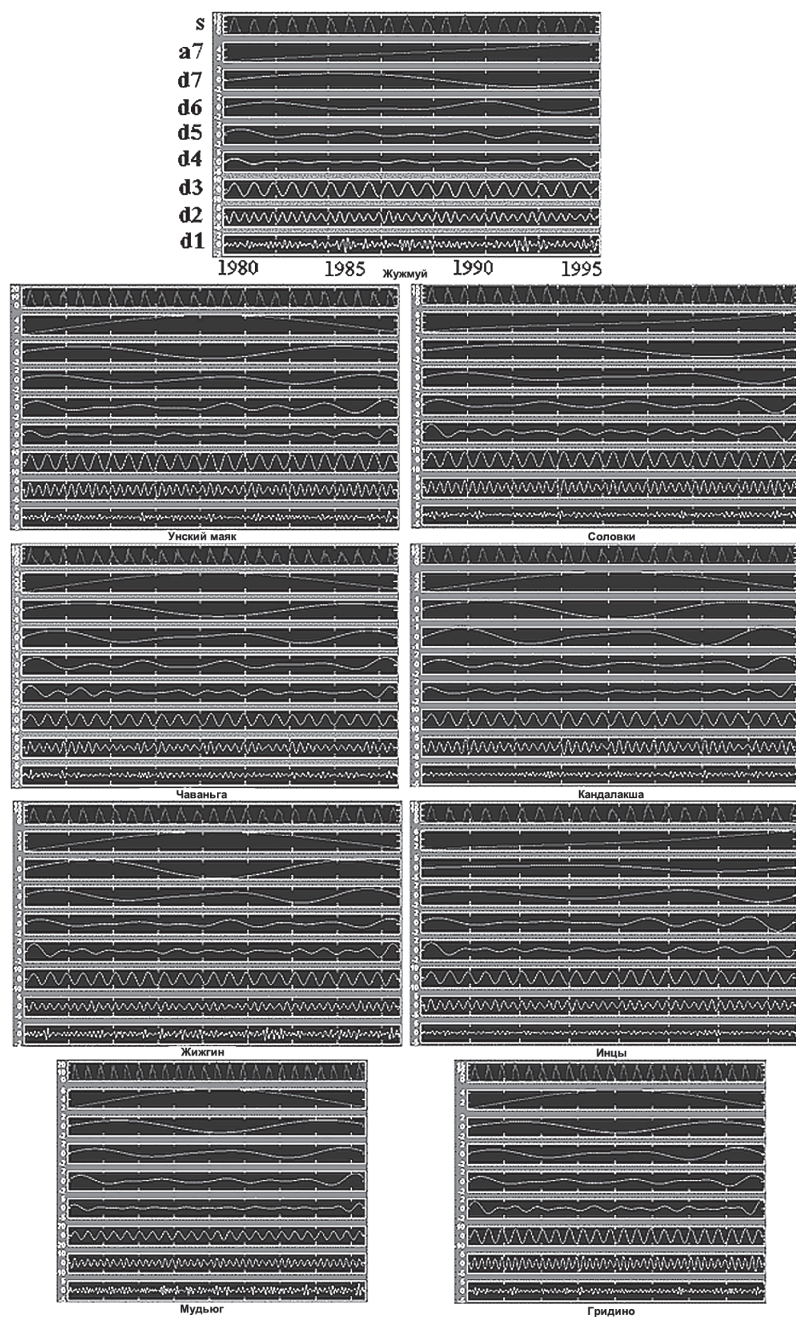


Рис. 52. Вейвлет-преобразование ТПС по девяти станциям Белого моря

Таблица 2.10

**Оценка относительного вклада в дисперсию
составляющих изменчивости ТПС Белого моря
по данным вейвлетного анализа**

Станция	Изменчивость, %			
	межгодовая	сезонная	внутригодовая	синоптическая
Гридино	6	56	25	13
Соловки	10	56	22	12
Жужмуй	11	54	24	11
Жижгин	13	55	21	11
Унский маяк	13	45	22	20
Мудьюг	8	44	32	16
Инцы	10	62	21	7
Чаваньга	10	46	26	18
Кандалакша	6	53	24	17

Таким образом, рассмотрев особенности поведения рядов ТПС Белого моря по моделям линейного тренда, модельным кривым внутригодового хода ТПС, результатам вейвлетного и спектрального анализов, можно сделать следующие выводы.

При сохранении современных тенденций изменения климата в ближайшие 10 лет ТПС Белого моря увеличится на 0,4 °С. Рост ТПС Белого моря проявляется в весенний и летний сезон, а зимой изменений в температуре воды за многолетний период почти не происходит. Осенью для большинства станций отмечен небольшой отрицательный тренд. Результаты исследования сезонных температур свидетельствуют о том, что предзимнее состояние ТПС Белого моря может использоваться для расчета температуры поверхностного слоя воды моря в наступающем году.

Показанная стохастическая модель позволяет выполнять расчеты времени замерзания и освобождения портов Белого моря ото льда и уточнять прогнозы термогидродинамических процессов в Белом море для характерных «средних», «теплых» и «холодных» лет.

Результаты спектрального и вейвлетного анализа позволили нам охарактеризовать вклад в общую дисперсию каждой из составляющих изменчивости ТПС Белого моря. Выводы, сделанные в ходе вейвлет-анализа, дополняют и уточняют особенности рассматриваемых интервалов изменчивости по результатам спектрального анализа. Стоит

учитывать, что возможности вейвлет-преобразований гидрометеорологических рядов данных гораздо шире, чем показано в данной главе.

2.4. Расчеты температурной изменчивости Белого моря с применением моделей термогидродинамики и экосистемы моря

При отсутствии постоянных данных прямых измерений для характеристики термогидродинамического состояния водоемов применяются различные математические модели. Существует несколько трехмерных численных моделей, наиболее точно воспроизводящих эти условия для Белого моря. Мы рассмотрим те, которые активно использовались и были внедрены в ИВПС КарНЦ РАН. Это комплексная модель И.А. Неелова–О.П. Савчука (Neelov, Savchuk, 2003), система оперативного мониторинга (СОМ) Е.В. Семенова (Семенов, 2004) и модель Н.Г. Яковлева (Яковлев, 2009) в модификации И.А. Чернова для условий Белого моря (Чернов, 2011; Chernov, 2013).

По модели И.А. Неелова–О.П. Савчука

Нами были проведены модельные расчеты гидрофизических и экосистемных параметров с использованием 3D модели термогидродинамики и экосистемы моря, основанной на полных уравнениях движения со свободной поверхностью в приближении Буссинеска и гидростатическом приближении (Neelov, Savchuk, 2003). Уравнения записаны в сферической системе координат.

Уравнения движения (Белое море..., 2007):

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} + \frac{u}{r \sin \theta} \frac{du}{d\lambda} + \frac{v}{r} \frac{du}{d\theta} + w \frac{du}{dz} + \frac{wu}{r} + \frac{uv}{r} \operatorname{ctg} \theta = \\ = - \frac{g}{r \sin \theta} \frac{d\zeta}{d\lambda} - \frac{g}{\rho_0 \sin \theta} \frac{d}{d\lambda} \int_{-z}^0 \rho dz + h_v + \frac{d}{dz} k_m \frac{du}{dz} + A\Delta u, \\ \frac{dv}{dt} + \frac{u}{r \sin \theta} \frac{dv}{d\lambda} + \frac{v}{r} \frac{dv}{d\theta} + w \frac{dv}{dz} + \frac{wv}{r} - \frac{v^2}{r} \operatorname{ctg} \theta = \\ = - \frac{g}{r} \frac{d\zeta}{d\theta} - \frac{g}{\rho_0 r} \frac{d}{d\theta} \int_{-z}^0 \rho dz - l_v + \frac{d}{dz} k_m \frac{dv}{dz} + A\Delta v. \end{aligned}$$

Уравнение переноса тепла и соли:

$$\begin{aligned} \frac{d(T, S)}{dt} + \frac{1}{r \sin \theta} \left[\frac{du(T, S)}{d\lambda} + \frac{dv(T, S) \sin \theta}{d\theta} \right] + \frac{dw(T, S)}{dz} = \\ = \frac{d}{dz} k_{t,s} \frac{d(T, S)}{dz} + A_{(T,S)} \Delta(T, S). \end{aligned}$$

Уравнение неразрывности:

$$\left[\frac{du}{d\lambda} + \frac{dv \sin \theta}{d\theta} \right] + \frac{1}{r \sin \theta} + \frac{dw}{dz} = 0.$$

Уравнение гидростатики:

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g.$$

Уравнение состояния UNESCO в общем виде:

$$\rho = f(T, S, P).$$

Здесь λ – долгота; θ – широта; z – вертикальная координата, направленная вверх; t – время; u, v, w – компоненты скорости по осям λ, θ, z соответственно; r – радиус Земли; g – гравитационное ускорение; T – температура; S – соленость; $1 = 2\Omega \sin \theta$ – параметр Кориолиса; Ω – угловая скорость вращения Земли; k и A – коэффициенты горизонтального и вертикального турбулентного обмена; P – давление; ρ – плотность; ρ_0 – средняя плотность; лапласиан:

$$\Delta u = \frac{1}{r^2 \sin \theta} \left[\frac{d}{d\theta} (\sin \theta) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{d^2 u}{d\lambda^2} \right].$$

На поверхности моря выполняется условие:

$$\tau_{x,y} = -\rho_0 k_m \frac{d(u, v)}{dz}.$$

Потоки тепла и соли выражаются уравнением:

$$\theta_{t,s} = k_{t,s} \frac{d(T, S)}{dz}.$$

На дне выполняется условие теплоизоляции:

$$k_{t,s} \frac{d(T, S)}{dz} = 0.$$

На горизонтальных границах задаются условия неприлипания:

$$v_n = 0; \quad \frac{dv_\tau}{dn} = 0,$$

где n направлена перпендикулярно к берегу; v_n и v_τ – нормальные тангенциальные компоненты скорости.

На берегах выполняется условие:

$$\frac{d(T, S)}{dn} = 0.$$

Для расчета свободной поверхности применяются следующие уравнения:

$$\frac{d\zeta}{dt} = \frac{1}{r \sin \theta} \left(\frac{dU}{d\lambda} + \frac{dV \sin \theta}{d\theta} \right),$$

$$U = \int_{-H}^{\zeta} u dz; \quad V = \int_{-H}^{\zeta} v dz.$$

Для замыкания системы используется уравнение:

$$\frac{db}{dt} = k_m \left[\left(\frac{du}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dv}{dz} \right)^2 + \frac{g}{\rho_0} \alpha_p \frac{d\rho}{dz} \right] - \varepsilon + \frac{d}{dz} k_b \frac{db}{dz},$$

где b – кинетическая энергия турбулентности; α_p, k_b – параметры; ε – скорость диссипации энергии турбулентности в соответствии с гипотезой Колмогорова–Обухова:

$$\varepsilon = c_\varepsilon b^2 / k_b; \quad k_b = 0,2 L \sqrt{b};$$

$$k_m = S_{\text{mom}} L \sqrt{b},$$

$$L = \min(L_d, L_u, L_b),$$

где $L_d = \frac{X}{H} Z_H Z_\eta Z_0$; Z_H – расстояние от дна до рассматриваемой точки; Z_η – расстояние от поверхности до этой точки; $Z_0 = 1 - \beta_1 H^{-2} Z_H Z_\zeta$; $0 \leq \beta_1 \leq 4$ – параметр, здесь равный 1,2;

$$L_u = \frac{C_d \sqrt{b}}{\sqrt{\left(\frac{du}{dz} \right)^2 + \left(\frac{dv}{dz} \right)^2}}, \quad L_b = \frac{C_d \sqrt{b}}{\sqrt{-\frac{g}{\rho_0} + \frac{d\rho_w}{dz}}},$$

где $c_d = 0,53$, $c_b = 1,41$;

$$S_{\text{mom}} = \frac{(S_{m1} - Gh \cdot S_{m2})}{(1 - S_{m3} \cdot Gh)(1 - S_{m4} \cdot Gh)},$$

$$S_{\text{heat}} = \frac{S_{h1}}{1 - S_{h2} \cdot Gh},$$

где $(S_{h1}, S_{h2}) = (0,493928; 34,6764)$ при $(S_{m1}, S_{m2}, S_{m3}, S_{m4}) = (0,42747; 5,805; 34,6764; 6,1272)$.

$$Gh = \frac{L^2 N^2}{b},$$

где N^2 – частота Вейселя–Брента; функция Gh находится в интервале $-0,28 < Gh < 0,0233$.

По вертикали уравнения аппроксимируются 22 уровнями переменной толщины. Пространственный шаг модели составляет по широте три, по долготе шесть угловых минут. Для параметризации вертикального турбулентного обмена решается уравнение баланса турбулентной энергии с привлечением гипотез Колмогорова–Обухова и термодинамической функции Гальперина. Состояние ледяного покрова воспроизводится с помощью термодинамической модели с вязкопластичной реологией (Hibler, 1979). В этом варианте модели используется зависимость температуры замерзания морской воды от солёности (формула Крюммеля). Для аппроксимации адвективных членов в уравнениях переноса применяется схема третьего порядка точности по пространственным координатам. Это позволяет существенно уменьшить счетную вязкость. Потоки тепла, влаги, импульса на границах раздела сред вода–лед–снежный покров–атмосфера параметризованы согласно методике, представленной в (Parkinson, Washington, 1979). Таким образом, это так называемая климатическая модель с учетом сезонных и мезомасштабных составляющих.

Для описания круговорота азота и фосфора в водной толще и донных отложениях использован биогеохимический модуль, разработанный О.П. Савчуком. Переменные модели в блоках и внутренние потоки вещества, определяемые биогеохимическими процессами, показаны на рис. 53.

В уровнях экосистемы моря, где осуществляется круговорот биогенов в сезонном масштабе, взяты сообщества автотрофов, гетеротрофов, косное органическое вещество (детритный фосфор, азот и кремний), а также биогены (нитраты, аммоний, фосфаты, силикаты). В модели учтен двусторонний обмен с седиментами, который, как правило, играет значительную роль в замыкании круговоротов на

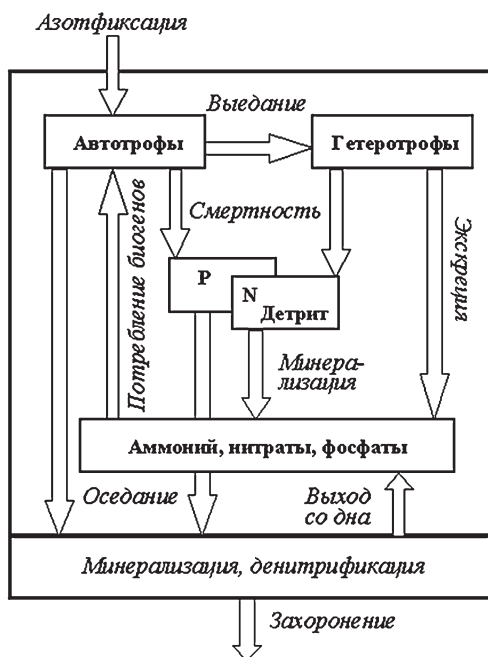


Рис. 53. Схема биохимических потоков в экосистемной модели Белого моря (Белое море..., 2007)

межгодовом и сезонном масштабах времени. В качестве главного экосистемного регулятора азота и фосфора используется динамика растворенного в воде кислорода, которая определяется взаимодействием процессов транспорта и транслокации.

Математическое описание модели дано в (Savchuk, 2002), приводится ниже.

Таблица 2.11

Переменные биогеохимической модели (Savchuk, 2002)

Пелагические переменные
A1 – Автотрофы первой группы, цианобактерии, $\text{мг} \cdot \text{N} \cdot \text{м}^{-3}$
A2 – Автотрофы второй группы, диатомовые, $\text{мг} \cdot \text{N} \cdot \text{м}^{-3}$
ZH – Сообщество гетеротрофов, $\text{мг} \cdot \text{N} \cdot \text{м}^{-3}$
DN – Детритный азот, $\text{мг} \cdot \text{N} \cdot \text{м}^{-3}$
DP – Детритный фосфор, $\text{мг} \cdot \text{P} \cdot \text{м}^{-3}$
DS – Детритный кремний, биогенный кремний, $\text{мг} \cdot \text{Si} \cdot \text{м}^{-3}$

Продолжение табл. 2.11

NN – Восстановленный азот, аммоний, мг·N·м ⁻³
NP – Фосфаты, мг·P·м ⁻³
NS – Силикаты, мг·Si·м ⁻³
NO – Окисленный азот, нитриты + нитраты, мг·N·м ⁻³
O2 – Растворенный кислород, мг·O ₂ ·м ⁻³
Переменные в осадках
BN Донный азот, мг·N·м ⁻²
BP Донный фосфор, мг·м ⁻²
BS Донный кремний, мг·Si·м ⁻²

Если вектор C^j ($j = 1, 2, 3$) состоящий из переменных C_k^j (k – индекс $k = Z, A1, \dots, BS$ согласно табл. 2.11), определяет состояние системы в j -боксе, модель может быть описана дифференциальными уравнениями, приведенными ниже:

$$\frac{dC_k^j}{dt} = \Phi_k^j(C^j) + \Pi_k^j(C^j), \quad j = 1, 2, 3,$$

где Φ_k^j – величина изменения в течение биогеохимического обмена веществом, Π_k^j – величина изменения пелагических переменных в ходе внутреннего водного обмена и внешнего транспорта.

Таблица 2.12

Параметры модели (Savchuk, 2002)

Бокс		Водный объем		Средняя глубина	
Название	j	символ	(10 ⁹ м ³)	символ	(м)
Прибрежный	1	Ω^1	12	ζ^1	6.3
Открытой части	2	Ω^2	143	ζ^2	10.0
Глубинный	3	Ω^3	268	ζ^3	18.7

Биогеохимические обмены Φ_k^j определены следующими взаимодействиями:

А) для пелагических переменных ($k = ZH, \dots, O_2$; табл. 2.11) в боксах $j = 1, 2, 3$ (табл. 2.12):

$$\begin{aligned}
\Phi_{A_i}^j &= PP_i^j - M_i^j - G_i^j - S_i^j (+F_{NP}, i = 1), \\
\Phi_k^j &= \Phi_{ZH}^j = K_N^j - E_N^j - M_Z^j, \\
\Phi_{DN}^j &= M_H^j + U_N^j + \sum_{i=1}^3 M_i^j - W_N^j - G_N^j - S_N^j, \\
\Phi_{DP}^j &= M_H^j/\lambda_{ZN} + U_P^j + \sum_{i=1}^3 M_i^j/\lambda_{AN} - W_P^j - G_N^j - S_N^j, \\
\Phi_{NS}^j &= W_S^j - V_S^j + W_{BS}^j \zeta^j/\Omega^j, \\
\Phi_{O_2}^j &= \beta_{PE} \sum_{i=1}^3 P_i^j - \beta_{PE} E_N^j - \beta_{WD} W_N^j - \beta_{WO} W_O^j - \beta_{WD} O_{BN}^j \zeta^j/\Omega^j + \beta_{WR} W_R^j, \\
\Phi_{DS}^j &= U_S^j + M_2^j/\lambda_{AS} - W_S^j - S_S^j, \\
\Phi_{NN}^j &= E_N^j + W_N^j - V_N^j - W_O^j + O_{BN}^j \zeta^j/\Omega^j, \\
\Phi_{NO}^j &= W_O^j - V_O^j - W_R^j + O_{BO}^j \zeta^j/\Omega^j, \\
\Phi_{NP}^j &= E_P^j + W_P^j - V_P^j + O_{BP}^j \zeta^j/\Omega^j;
\end{aligned}$$

Б) для переменных в осадках ($k = BN, BP, BS$; табл. 2.11) в боксах $j = 1, 3$ (табл. 2.12):

$$\begin{aligned}
\Phi_{BN}^j &= \left(\sum_{i=1}^3 S_i^j + S_N^j \right) \Omega^j/\zeta^j + X_N^j - W_{BN}^j - B_{BN}^j, \\
\Phi_{BP}^j &= \left(\sum_{i=1}^3 S_i^j/\alpha_N + S_P^j \right) \Omega^j/\zeta^j + X_P^j - W_{BP}^j - B_{BP}^j, \\
\Phi_{BS}^j &= (S_2^j + S_S^j) \Omega^j/\zeta^j - W_{BS}^j - B_{BS}^j.
\end{aligned}$$

Биогеохимические потоки в данных выражениях определены ниже.

Первичная продукция PP_i ($\text{мг} \cdot \text{N} \cdot \text{м}^{-3}$ в день) i -й ($i = 1, 2, 3$) группы автотрофов:

$$\begin{aligned}
PP_i &= \mu \Lambda_i A_i, \\
\Lambda_i &= \min(\Psi_i, \Phi_{Ni}, \Phi_{Pi}, \Phi_{Si}), \\
\mu_i &= a_{gi} \exp(b_{gi}T)/(1 + \exp(a_{nf} - b_{nf}T)) \text{ при } (i = 1), \\
\mu_i &= a_{gi} \exp(b_{gi}T) \text{ при } (i = 2, 3), \\
\Psi_i &= \frac{I(j)}{I_{oi}} \exp\left(1 - \frac{I(j)}{I_{oi}}\right),
\end{aligned}$$

$$I_{(j)} = \frac{I_{sur}}{\varepsilon_{\Sigma}(j)\zeta^j} (1 - \exp(-\varepsilon_{\Sigma}(j)\zeta^j)) \quad (j = 1, 2),$$

$$I_{(3)} = \frac{I_{sur} \exp(-\varepsilon_{\Sigma}(2)\zeta^2)}{\varepsilon_{\Sigma}(3)\zeta^3} (1 - \exp(-\varepsilon_{\Sigma}(3)\zeta^3)),$$

где T – температура воды в °C и $I(j)$ ($W \cdot m^{-2}$) – значение интегральной фотосинтетически активной радиации в j -м боксе.

Азот-фиксация F_{NF} сине-зелеными водорослями определяется температурой воды, соотношением N/P и концентрацией фосфатов:

$$F_{NF} = \frac{\mu_{nf} \min(\psi_i, \varphi_{Pnf}) A_i}{(1 + \exp(a_{nf} - b_{nf} T)) \times (1 + (N_{\Sigma}/(\lambda_{AN} N_P))^4)},$$

$$\varphi_{Pnf} = \frac{N_P}{h_{Pnf} + N_P}.$$

Смертность M_i , зависящая от температуры, и снижение концентрации сине-зеленых S_i :

$$M_i = \frac{a_{mi} \exp(b_{gi} T) A_i}{1 + \gamma_{mi} \max(\Lambda_i, c_{nf})},$$

$$S_i = \frac{a_{si} \exp(0,1 \times T) A_i}{\zeta^j (1 + \gamma_{si} \max(\Lambda_i, c_{nf}))},$$

$$c_{nf} = F_{NF}/(F_{NF} + PP_i).$$

Для других групп автотрофов:

$$M_i = \frac{a_{mi} \exp(b_{gi} T) A_i}{1 + \gamma_{mi} \Lambda_i},$$

$$S_i = \frac{a_{si} \exp(0,1 \times T) A_i}{\zeta^j (1 + \gamma_{si} \Lambda_i)}.$$

Потребление G_k i -й группой автотрофов и детрит гетеротрофов:

$$G_i = f_z a_i (1 - c_{nf}) A_i Z_H \quad \text{при } (i = 1),$$

$$G_i = f_z a_i A_i Z_H \quad \text{при } (i = 2, 3),$$

$$G_N = f_z a_D D_N Z_H,$$

$$G_P = f_z a_D D_P Z_H$$

определяется величиной фильтрации:

$$f_z = \begin{cases} f_{\max} & f \leq f_c \\ f_{\max} / (1 + \gamma_f (f - f_c)) & f > f_c \end{cases}$$

$$f_{\max} = a_f \exp(b_f T),$$

где f – концентрация доступной пищи,

$$f = a_i(1 - c_{nf})A_i + \sum_{i=2}^3 a_i A_i + a_D D_N.$$

Поглощенная пища разделяется на усвоенную:

$$K_N = u_A \sum_{i=1}^3 G_i + u_D G_N,$$

$$K_P = u_A \sum_{i=1}^3 G_i / \lambda_{AN} + u_D G_P,$$

и неусвоенную:

$$U_N = (1 - u_A) \sum_{i=1}^3 G_i + (1 - u_D) G_N,$$

$$U_P = (1 - u_A) \sum_{i=1}^3 G_i / \lambda_{AN} + (1 - u_D) G_P,$$

$$U_S = G_2 / \lambda_{AS}.$$

Экскреция аммония E_N и фосфатов E_P гетеротрофами, связанная с усвоением и подсчетом для различных стехиометрических соотношений биогенных элементов, поглощаемых гетеротрофами:

$$E_N = K_N(1 - a_e \exp(-b_e T)),$$

$$E_P = E_N / \lambda_{ZN} + (K_P - K_N / \lambda_{ZN}).$$

Смертность гетеротрофов:

$$M_Z = m_Z Z_H Z_H.$$

Минерализация осадков и детрита:

$$W_{DN} = a_{wN} \exp(b_{wN} T) D_N,$$

$$W_{DP} = a_{wP} \exp(b_{wP} T) D_P,$$

$$W_{DS} = a_{wS} \exp(b_{wS} T) D_S,$$

$$W_{BN} = a_{bwN} \exp(b_{bwN} T) B_N,$$

$$W_{BP} = a_{bwP} \exp(b_{bwP} T) B_P,$$

$$W_{BS} = a_{bwS} \exp(b_{bwS} T) B_S.$$

Температурозависимые переменные потоков детрита:

$$S_N = \left(1 + \frac{\Sigma a_{si} M_i}{C_D} \right) \frac{w_D D_N}{\zeta^j},$$

$$S_P = \left(1 + \frac{\Sigma a_{si} M_i}{C_D} \right) \frac{w_D D_P}{\zeta^j},$$

$$S_S = \left(1 + \frac{a_{si} (M_i + \lambda_{AS} U_S)}{C_D} \right) \frac{w_D D_S}{\zeta^j},$$

$$W_D = a_{sD} \exp(0,1 \times T).$$

Аммоний (V_N), нитраты (V_O), фосфаты (V_P) и силикаты (V_S), изымаемые автотрофами, определяются величиной первичной продукции и азотфиксацией:

$$V_N = N_N \Sigma PP_i / N_\Sigma,$$

$$V_O = \frac{N_O \Sigma PP_i}{(1 + (N_N / c_{tN})^6) N_\Sigma},$$

$$V_P = (\Sigma PP_i + F_{NF}) / \lambda_{AN},$$

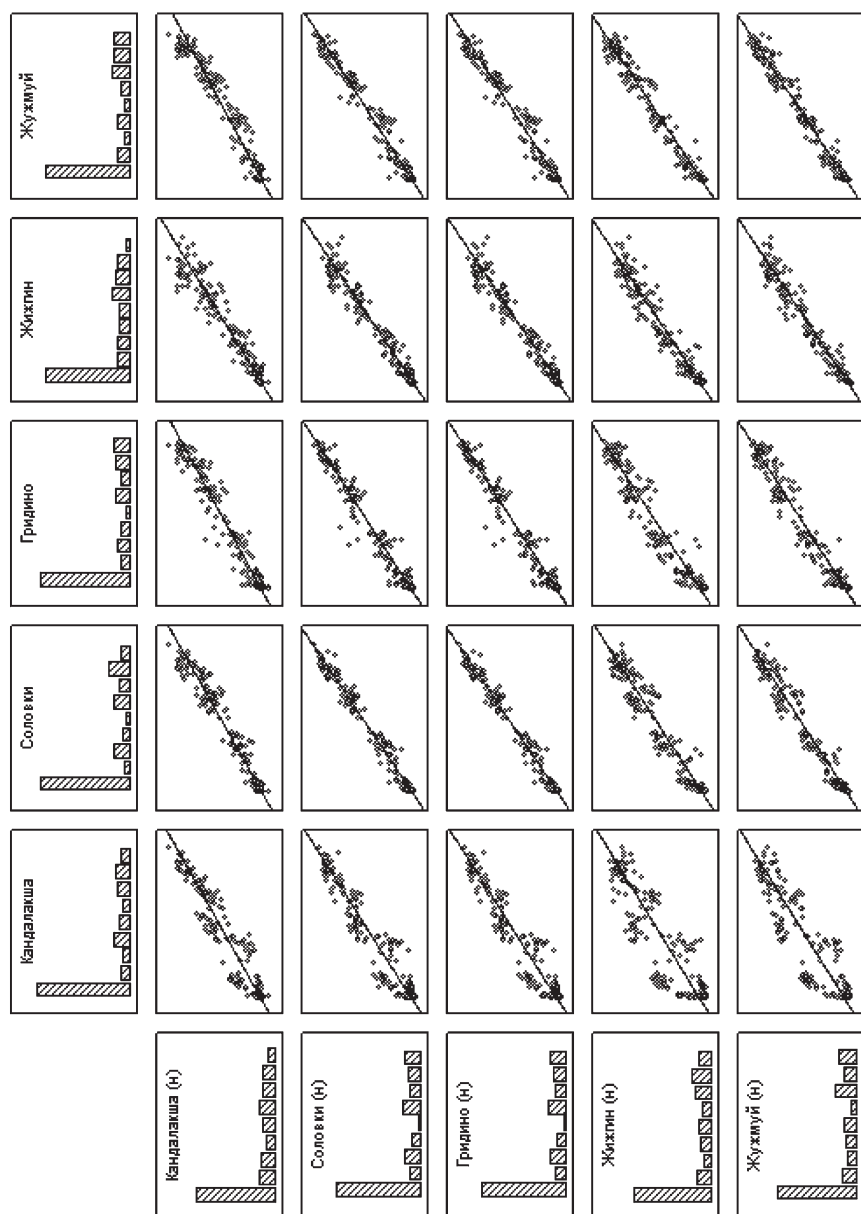
$$V_S = PP_2 / \lambda_{AS}.$$

Биогены в осадках депонируются (B_k) с постоянной величиной b_w :

$$B_{BN} = b_w B_N, \quad B_{BP} = b_w B_P, \quad B_{BS} = b_w B_S.$$

В первую очередь, нами была проведена верификация модели И.А. Неелова по имеющимся у нас данным девяти гидрометеорологических станций и декадной станции Д-1 у м. Картеш (см. раздел 2.1). Результаты сравнений натурных и рассчитанных данных за этот же период времени показали, что модель адекватно описывает термогидродинамическое состояние поверхностного слоя Белого моря, так как коэффициенты взаимной корреляции составили более 0,90 по всем 10 станциям (рис. 54).

Совместная модель термогидродинамики и экосистемы Белого моря И.А. Неелова–О.П. Савчука – проверенный (Neelov, Savchuk,



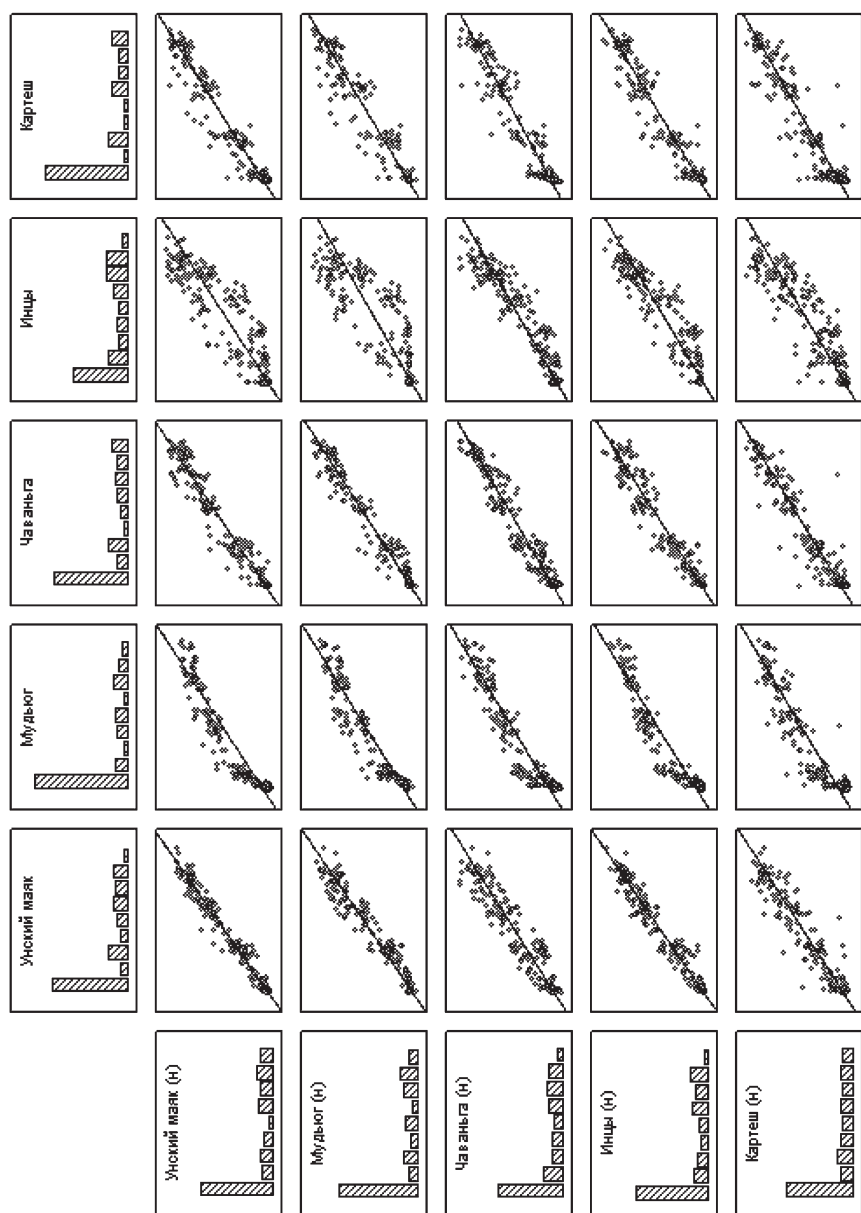


Рис. 54. Корреляционная матрица натуральных (н) и модельных данных по 10 станциям

2003) и удобный «инструмент» (Белое море..., 2007), позволяющий получать данные по распределению многих параметров: температура, соленость, зоопланктон, фитопланктон, сине-зеленые водоросли, NO_3 , NH_4 , бентосный азот, детритный азот, PO_4 , бентосный фосфор, детритный фосфор, SiO_2 , детритный кремний, O_2 , флагелляты. Термогидродинамическая модель И.А. Неелова позволяет оценить межгодовую изменчивость параметров в толще воды, задав необходимую толщину слоя (рис. 55), а также ледовый режим (рис. 56).

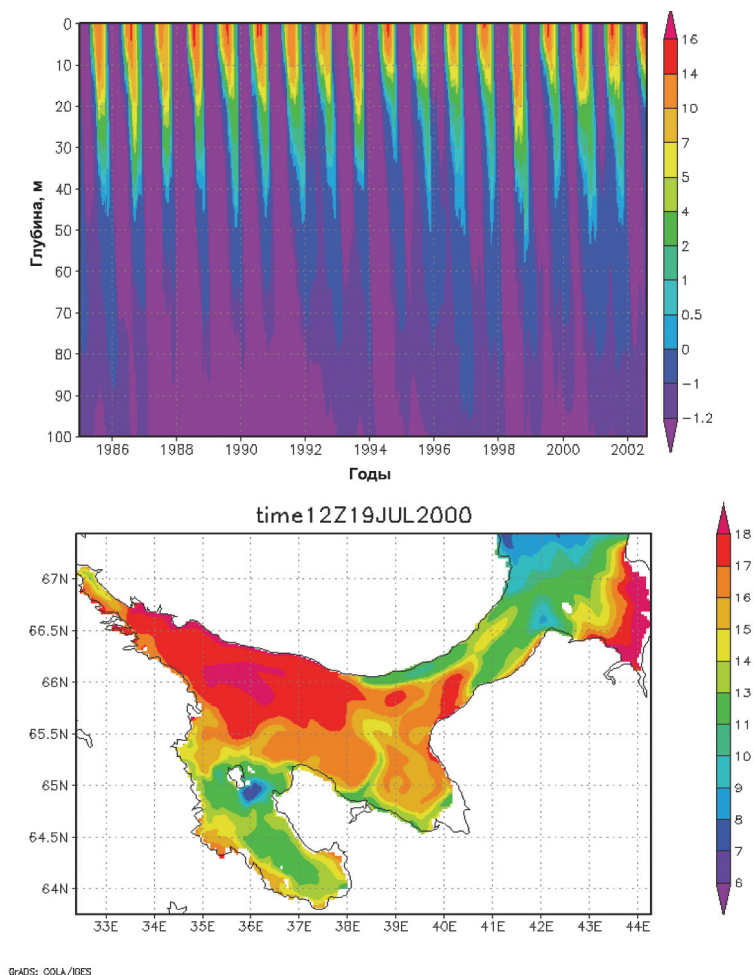


Рис. 55. Межгодовая изменчивость вертикального распределения температуры в слое 0–100 м за период 1985–2002 гг. и температура поверхности Белого моря 19 июля 2000 г.

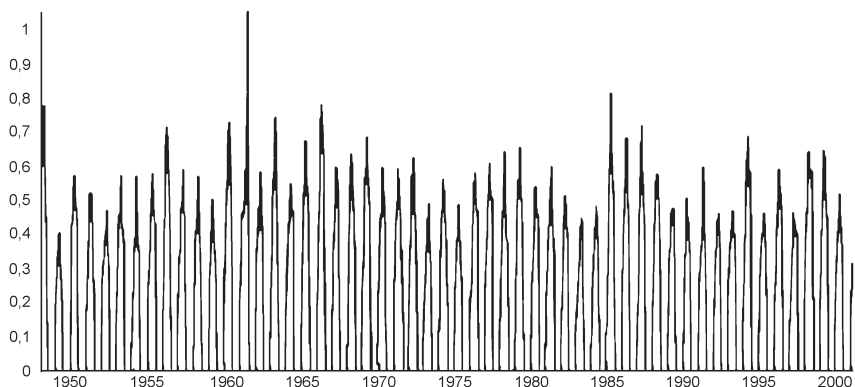


Рис. 56. Изменение средней мощности льда Белого моря в метрах (Белое море..., 2007)

На рис. 56 показано изменение средней мощности льда с 1948 по 2002 г. Заметно, что максимальная мощность наблюдалась в начале 60-х гг., а минимальная – в начале 80-х и 90-х гг. XX в.

Все полученные нами результаты содержатся в многоцелевой информационной базе данных Института водных проблем Севера Карельского НЦ РАН «Белое море и его водосбор» (Толстиков, Филатов, Здоровеннов, 2010).

Однако анализ всех 16 параметров выходит за рамки данной работы, поэтому остановимся более подробно на изменчивости температуры воды. Модельный расчет распределения температуры выполнен для всего Белого моря по толще воды (рис. 57), поверхностной

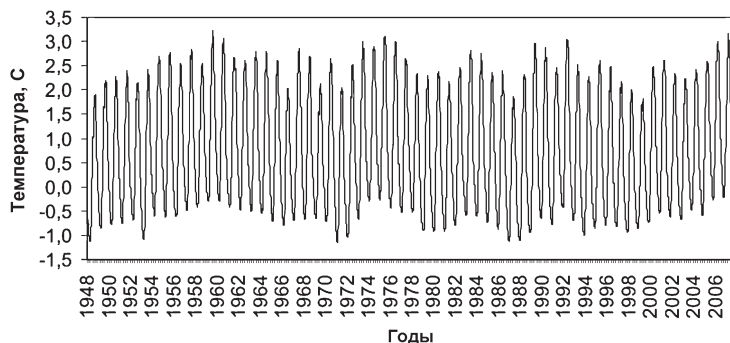


Рис. 57. Модельная температура толщи воды Белого моря за период 1948–2007 гг.

(рис. 58) и придонной температуре (рис. 59), а также по месяцам для каждого года.

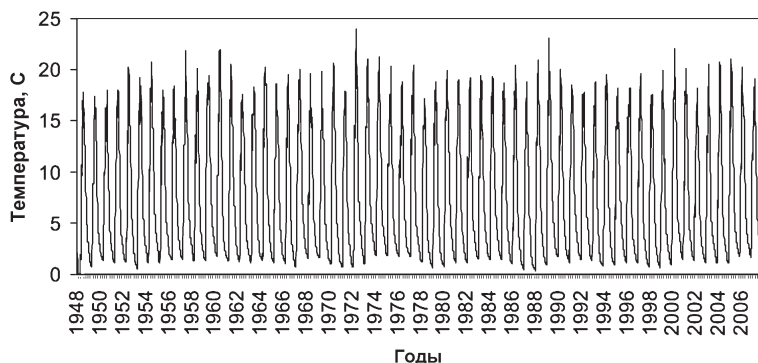


Рис. 58. Модельная температура поверхности Белого моря за период 1948–2007 гг.

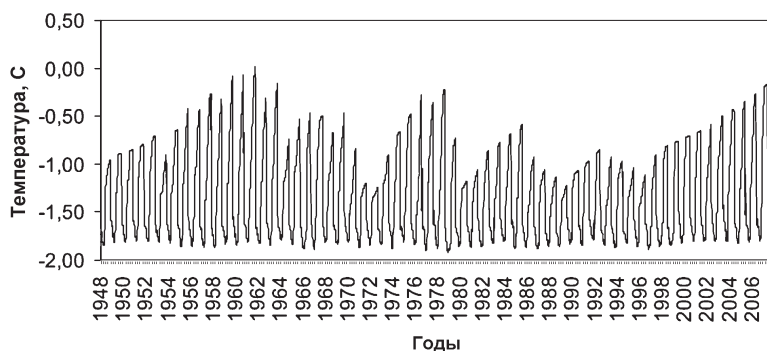


Рис. 59. Модельная температура придонного слоя Белого моря за период 1948–2007 гг.

С помощью термогидродинамического моделирования удалось получить достаточно длинные временные ряды данных по температуре Белого моря и проследить ее колебания за 60 лет вплоть до 2007 г. Обратимся сначала к графику (рис. 57), на котором представлена модельная температура толщи воды Белого моря за период 1948–2007 гг. Прослеживается межгодовая квазипериодическая изменчивость, а также тенденция повышения температуры воды Белого моря начиная с начала этого века. Наиболее низкие значения температуры отмечаются в 1953, 1971 и 1987/88 гг., а наиболее высокие – в 1959, 1975,

1989, 1992 и 2007 гг. Для температуры поверхности моря (рис. 58) ярко выделяется максимум в 1972 и 1989 гг., а явных минимумов нет. В придонной температуре воды (рис. 59) отмечается рост с начала этого века.

Таким образом, по совместной модели И.А. Неелова–О.П. Савчука, для Белого моря получены новые модельные данные и проанализированы колебания температуры воды за 1948–2007 гг. В целом отмечается тенденция повышения температуры поверхностного слоя Белого моря за последние 10 лет расчетного периода, что подтверждает оценочные расчеты, сделанные на основе анализа 23-летних рядов температурных данных, приведенных в (Толстиков, 2006). Стоит отметить, что качественные показатели модельных распределений достаточно адекватны, но в количественных значениях наблюдаются превышения до нескольких градусов Цельсия, что ярче проявляется в теплые годы. Это связано с алгоритмом вычисления, используемым в модели, который вызывает усиленную конвекцию.

По модели Е.В. Семенова

В трехмерной бароклинной модели термогидродинамики вод Белого моря используется система примитивных уравнений, записанных в правой сферической системе координат, и задача ставится для полужамкнутого бассейна с переменным дном, соединенного с океаном мелким и относительно узким проливом, по которому дважды в сутки приходит из океана приливная волна (Семенов, 2004). Е.В. Семенов рассматривает Белое море без Мезенского залива и Воронки.

В численной модели рассматривается течение в тонком слое со свободной поверхностью в стратифицированной по плотности несжимаемой жидкости на вращающейся сфере в системе координат (λ, θ, z) , где λ – долгота, $\theta = \pi - \varphi$ – дополнение до географической широты; z – глубина, $z = a - r$, где a – радиус Земли, r – расстояние до центра Земли. Зональная, меридиональная и вертикальные составляющие скорости течения – u, v, w соответственно.

Трехмерная бароклинная численная модель термогидродинамики Белого моря основывается на знании о динамических особенностях водоема (рис. 60) и направлена, в первую очередь, на решение задачи мониторинга основных гидрофизических полей Белого моря, являясь частью СОМ (системы оперативного мониторинга) гидрофизических полей Белого моря (Семенов, 2004). СОМ – необходимое условие создания краткосрочных и среднесрочных прогнозов гидрофизи-

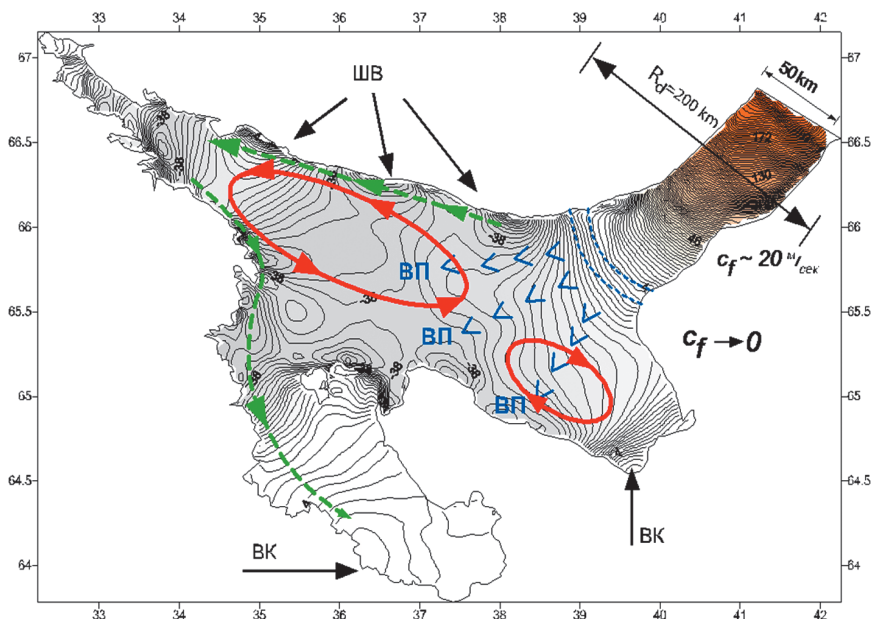


Рис. 60. Качественная схема динамических процессов в Белом море (Семенов, 2004)

ческих характеристик (Родионов и др., 2012) – включает в себя три основных компонента: 1) специализированную наблюдательную сеть (метеостанции и посты, научно-исследовательские суда, спутниковые снимки); 2) математический блок усвоения натурной информации для нахождения краевых условий; 3) специализированную математическую численную модель рассматриваемой морской акватории, которая вычисляет гидрофизические поля в режиме реального времени.

На рис. 60 R_d – внешний радиус деформации для приливной волны в Горле Белого моря; ШВ – шельфовые волны; ВК – волны Кельвина; ВП – волны Пуанкаре; --- --- --- – расположение гидрологического фронта у выхода из Горла; > > > – излучение волн Пуанкаре; → - - - → – предполагаемый циклонический вдольбереговой перенос, связанный с прибрежным бароклинным эффектом ШВ и ВК; →→→ – квазигеострофическое крупномасштабное течение.

Модель Е.В. Семенова адекватно описывает сложную квазиоднородную структуру поверхности Белого моря и вертикальную структуру водной массы в безледоставный период года (рис. 61).

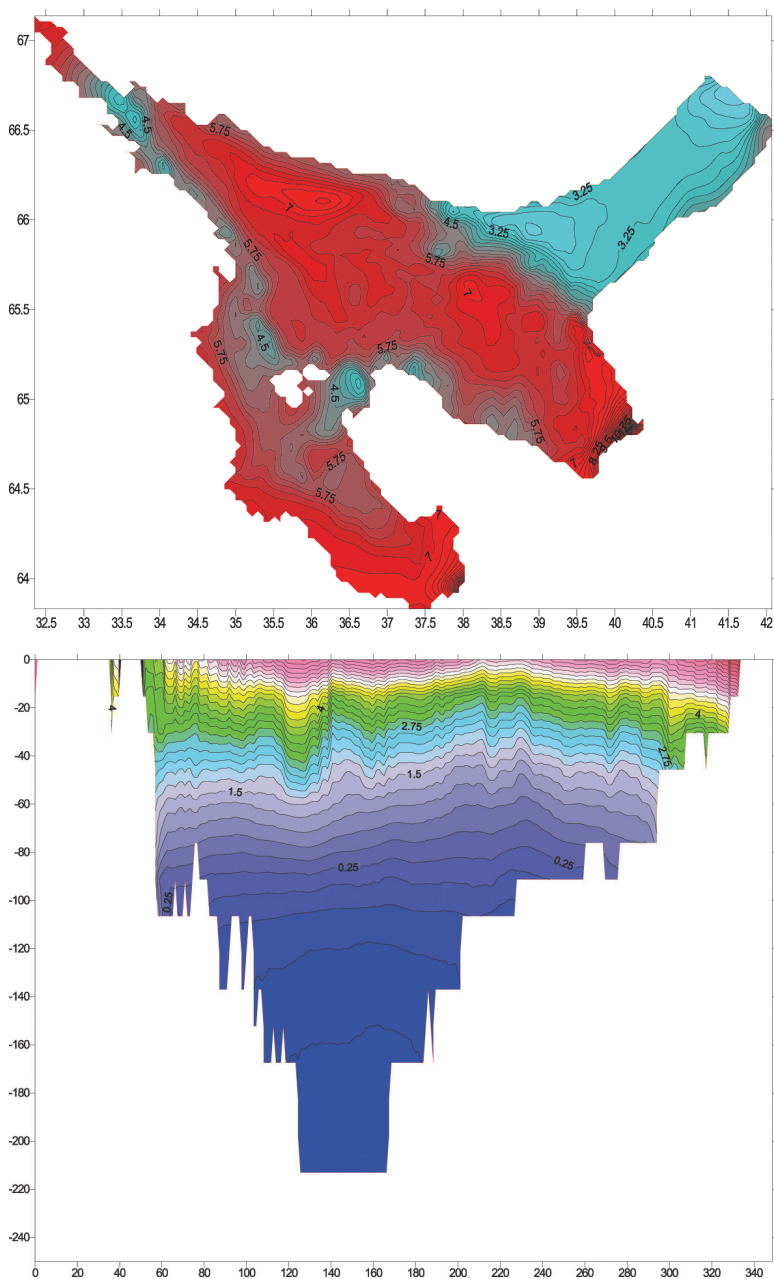


Рис. 61. Температура поверхности (вверху) и разрез от Кандалакшского до Двинского залива, август 1995 г., модельные данные (Семенов, 2004)

На рис. 61 в районе границы Горла и Бассейна слева хорошо прослеживается наличие циклонального ринга, образовавшегося в области гидрологического фронта. Ринги, формирующиеся в Белом море благодаря воздействию индуцированной приливной волны, играют важную роль в термогидродинамике всего водоема, выполняя работу по тепло- и массопереносу (рис. 62).

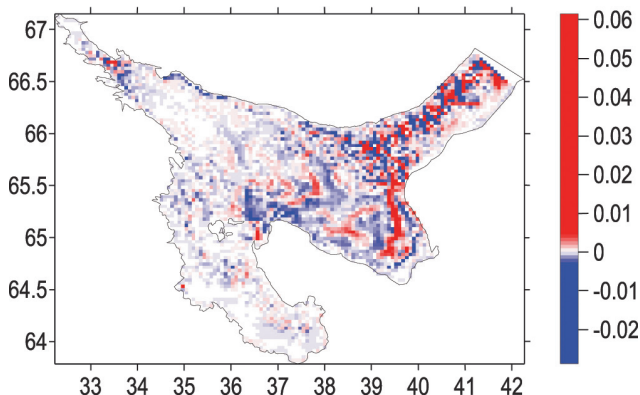


Рис. 62. Вертикальные токи на поверхности Белого моря (синий цвет – апвеллинги, красный цвет – даунвеллинги) модельные данные на 5 августа 2008 г.

Модель Е.В. Семенова позволяет описать многие механизмы нелинейного взаимодействия и, таким образом, удовлетворяет постановке задачи мониторинга Белого моря в безледоставный период года.

Помимо модели Е.В. Семенова, еще стоит упомянуть численную гидродинамическую модель М.В. Лунево́й (Лунева, 1998), которая позволяет описывать черты приливной, термохалинной и ветровой динамики вод Белого моря, в том числе формирование придонных и поверхностных перемешанных слоев, мощные приливные течения и ветер, фронтальные зоны приливного и апвеллингового происхождения. Наряду с остальными эта модель также может с успехом применяться для анализа температуры поверхностного слоя Белого моря.

По модели Н.Г. Яковлева

Численная модель общей циркуляции вод Северного Ледовитого океана проф. Н.Г. Яковлева (Яковлев, 2009) верифицирована на

основе многочисленных данных наблюдений в Арктике и хорошо себя зарекомендовала как эффективное средство воспроизведения крупномасштабного термогидродинамического состояния воды и льда. И.А. Черновым выполнена модификация этой современной и эффективной модели для Белого моря (Чернов, 2011; Chernov, 2013; Чернов, Толстиков, 2014).

Программный комплекс реализован на современном диалекте языка программирования Фортран и функционирует на 80-ядерном вычислительном кластере Карельского научного центра РАН (режим доступа: <http://cluster.krc.karelia.ru>), а также кластере ИВМ РАН (режим доступа: <http://www.inm.ras.ru/claster.htm>). Входными данными расчетной программы являются граничные условия на жидкой границе (Белое море – Баренцево море); метеорологические данные, которые берутся из реанализа NCEP/NCAR (режим доступа: <http://www.ncep.noaa.gov>); сток рек (Северная Двина, Онега, Мезень, Кемь, Нижний Выг, Варзуга, Умба, Поной, Ковда), реализованный в виде пресноводных проливов со среднемесячной температурой пресной воды. Нормальная скорость течения на жидкой границе вычисляется по среднегодовому расходу каждой реки с учетом эмпирического распределения расхода по месяцам. Учитываются потоки массы, тепла и соли, импульса. Ветер вычисляется как квазигеострофический, с возможностью использования данных наблюдений. То же справедливо в отношении влажности воздуха в приводном слое: она вычисляется по эмпирической формуле или берется из данных наблюдений.

Акватория Белого моря вписана в квадрат 50 на 50 равноотстоящих в сферической метрике точек, что определяет шаги пространственной горизонтальной сетки: 0,246° широты и 0,074° долготы. Это соответствует одному значению на 10 км² площади. Таким образом, на акваторию Белого моря попадает 851 точка горизонтальной сетки. Однако сейчас пространственная сетка уже увеличена до 2 км². По вертикали задаются 16 неравноотстоящих друг от друга уровней; в поверхностной водной массе их больше. За жидкую границу Белого и Баренцева морей принята линия, проведенная по 67°29' с.ш. Временная сетка равномерная, с шагом 6 мин. Жесткие ограничения на временной шаг связаны с устойчивостью, подчиняющейся условию Куранта–Фридрихса–Леви (Флетчер, 1991). Прилив задается гармоническим колебанием уровня моря на жидкой границе. На свободной поверхности моря ставится линеаризованное кинематическое условие.

Выходными данными модели являются осредненные за месяц термохалинные поля, трехмерные скорости течений, двумерные скорости

дрейфа льда, распределения масс льда и снега, а также сплоченность льда по градиентам толщины и отклонения уровня моря от равновесного. Предусмотрена возможность вывода мгновенных полей параметров по запросу, а также конвертация данных в стандартный формат netCDF. Выполнено распараллеливание численного алгоритма.

Качественное распределение термохалинных полей, скорости течений, толщины льда согласуется с общепринятой картиной для Белого моря (Белое море..., 2007). Модель допускает проведение численных климатических экспериментов, выявляющих влияние факторов воздействия (форсинга) на состояние моря в климатических масштабах времени (десятки лет). Модель оказывается устойчивой к малым вариациям температуры воздуха в приводном слое.

Достаточно хорошо в модели воспроизводится температура поверхностного слоя Белого моря даже на сетке с ячейкой 10 км^2 (рис. 63).

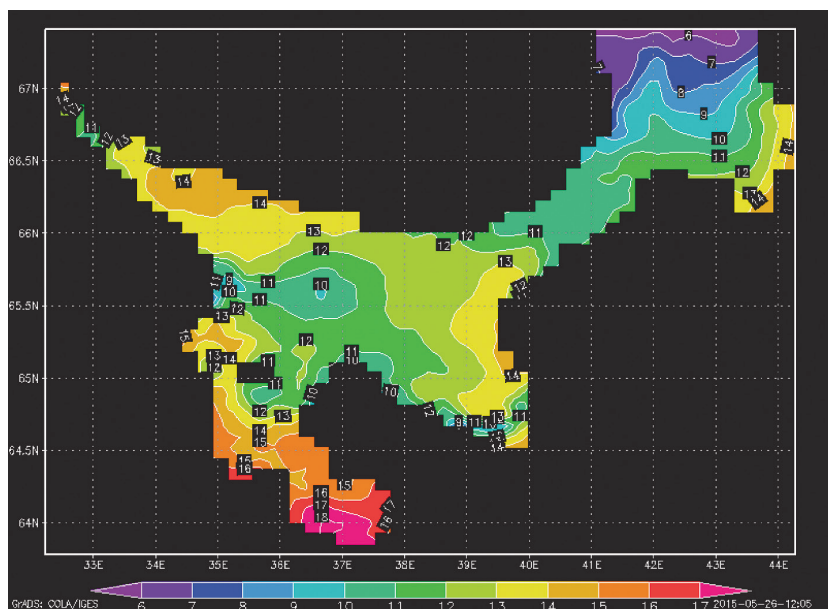


Рис. 63. Температура поверхностного слоя Белого моря (модельные данные, июль 2000 г.)

На данной модели качественно воспроизводится распределение гидрологических параметров, течений, ледяного покрова в заданный период времени. Карты распределения некоторых рассчитанных

модельных параметров приведены в конце монографии (Приложение 2).

Мы рассмотрели лишь трехмерные численные модели, с которыми автору непосредственно пришлось работать, выполняя фундаментальные научные темы ИВПС КарНЦ РАН. Конечно, существует целый ряд других моделей, позволяющих решать конкретные задачи, связанные, например, с моделированием приливов (Дианов и др., 1990; Май, 2004), уровня Белого моря (Инжебейкин, 2004), отдельных звеньев экосистем (Примаков, 2004, 2012), трансформацией органического вещества (Леонов и др., 2004), мультикомпарментальным (Бердников, 2005) и стохастическим моделированием (Толстиков, Петров, 2006), в том числе с использованием спутниковой информации (Фукс, 2008).

2.5. Дистанционные методы исследования температуры поверхностного слоя Белого моря

Для российских морей бассейна Северного Ледовитого океана получение подробной спутниковой информации, включая альтиметрию и температуру поверхностного слоя с разрешением синоптической пространственно-временной изменчивости, затруднено (Родионов и др., 2012). В силу особенностей метеорологического режима в первую очередь это касается высоких количественных показателей облачности (см. главу 1).

В 2001 г. Институтом водных проблем Севера КарНЦ РАН проводилась комплексная экспедиция в Онежском заливе Белого моря по проекту ИНКО-Коперникус ICA «Sustainable management of the marine ecosystem and living resources of the White Sea» (координатор проф. О. Иоханнесен), которая была направлена на получение подспутниковых данных измерений некоторых гидрофизических параметров Белого моря (Комплексные исследования процессов..., 2004; Filatov et al., 2005). Автор принимал участие в полевых работах по этому проекту. В частности, проводились синхронные съемки температуры и солености поверхности, некоторых других параметров моря STD-зондами, а также ИК-радиометром с борта НИС «Эколог». При использовании дистанционных методов в изучении моря такой набор данных позволяет провести атмосферную коррекцию,

оценить влияние погодных условий на измерения, выяснить влияние холодной пленки поверхности моря на показания измерителей. Особый интерес представлял сравнительный анализ наблюдений с судна, спутников серий NOAA и SeaWifs для изучения пространственных особенностей распределения хлорофилла «а» в оценке продуктивности моря. Так как нет прямой корреляции в распределении значений концентрации хлорофилла «а» и температуры воды в поверхностном слое моря, необходимо было одновременно рассматривать особенности циркуляции вод, вертикальной плотностной структуры и распределение биогенов. Синхронные данные со спутников NOAA и SeaWifs, а также подспутниковые измерения с НИС «Эколог» дали возможность получить алгоритмы расчета температуры поверхности и концентрации хлорофилла «а», подойти к вопросу взаимодействия термогидродинамических и биологических полей. Для оценок концентрации хлорофилла «а» использовались алгоритмы SeaDAS и Levenberg-Marquardt (Комплексные исследования процессов..., 2004). Наиболее приемлемым для условий Белого моря был признан алгоритм Левенберга–Маргарта.

Все спутниковые данные получались и обрабатывались специалистами Международного центра по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена (г. Санкт-Петербург). Результаты работы приведены в (Pozdnyakov et al., 2003; Коросов, Поздняков,

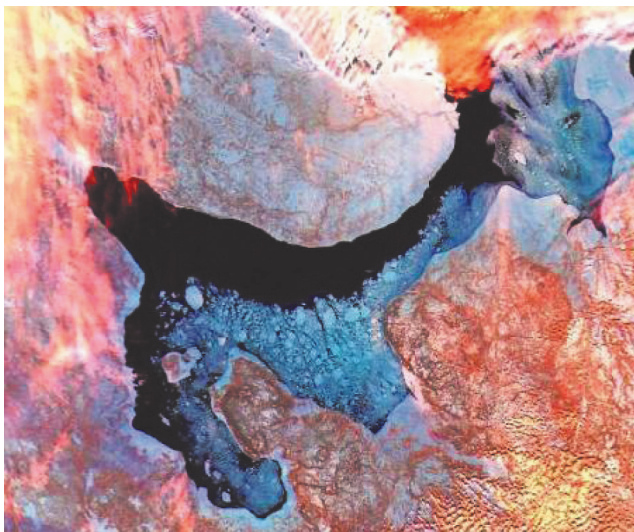


Рис. 64. Разрушение ледяного покрова. Данные спутника MODIS, 09.04.2009

2005 в сб.: Проблемы изучения..., 2005; Коросов, 2007). Снимки Белого моря находятся в свободном доступе для научных организаций и были взяты с серверов Европейского космического агентства (ESA) и Национального аэрокосмического агентства (NASA). Использовались данные со спутника SeaWiFS, получающего космические снимки с 1997 г., и с его усовершенствованного аналога – спутника MODIS, который функционирует с 2002 г. (рис. 64).

Спутниковые снимки представляют собой многоспектральное изображение, каждый канал которого соответствует определенной спектральной полосе, расположенной в видимом или ближнем инфракрасном диапазоне. Для работы с форматом снимков HDF в Нансен-центре была разработана специальная программа, а для ее оперативного использования – модуль чтения файлов (Коросов, Поздняков, 2005).

Позднее, в 2007–2009 гг., в теме ИВПС КарНЦ РАН «Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов Баренцева и Белого морей», ФЦП «Мировой океан», также совместно с Нансен-центром (Санкт-Петербург) проводились работы по дистанционному исследованию температуры поверхностного слоя и других параметров Белого моря.

Наибольший объем работ выполнен в 2009 г. А.А. Коросовым. Данные дистанционного зондирования (ДЗ) радиометром MODIS (спутник Aqua) в видимом и инфракрасном диапазонах спектра получались с сервера NASA с использованием поисковой системы (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>). Был проведен поиск среди всех снимков, полученных в 2008 г., отобраны 16, на которых облака закрывают менее 80 % акватории Белого моря. Эти снимки использовались для последующей обработки.

Для получения спутниковых снимков Белого моря наиболее подходящие месяцы с мая по сентябрь, когда наблюдается самое низкое в году количество облачности (см. главу 1), море свободно ото льда, и вода в нем достаточно теплая для сканеров.

При изучении особенностей динамики вод и водообмена между Бассейном и Воронкой через Горло использовались снимки в разных спектральных диапазонах. Пример показан на рис. 65. По данным спутниковых съемок с момента разрушения ледяного покрова и до ноября 2008 г., были подтверждены основные закономерности термогидродинамики вод, показаны особенности фронтальных зон на границе Бассейна и Горла, описаны фронты в маргинальных фильтрах Двинского и Онежского заливов; выявлены особенности внутренних нелинейных волн, особенности водообмена через Горло.

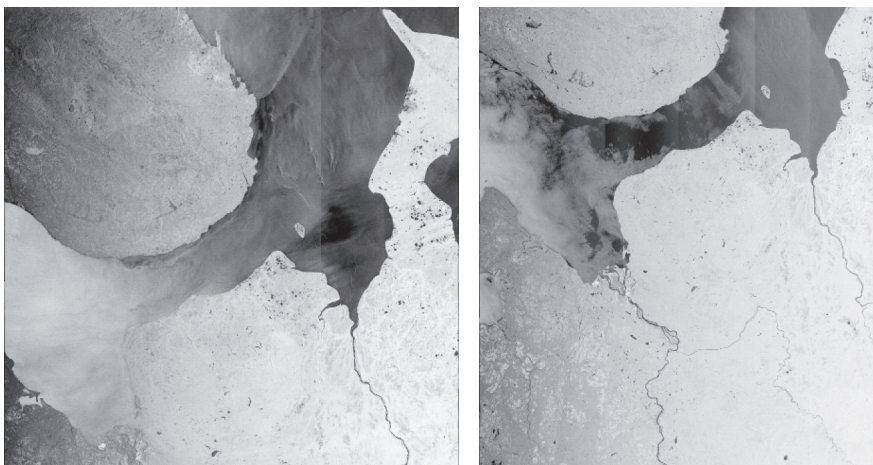


Рис. 65. Результат обработки спутниковых снимков ASAR

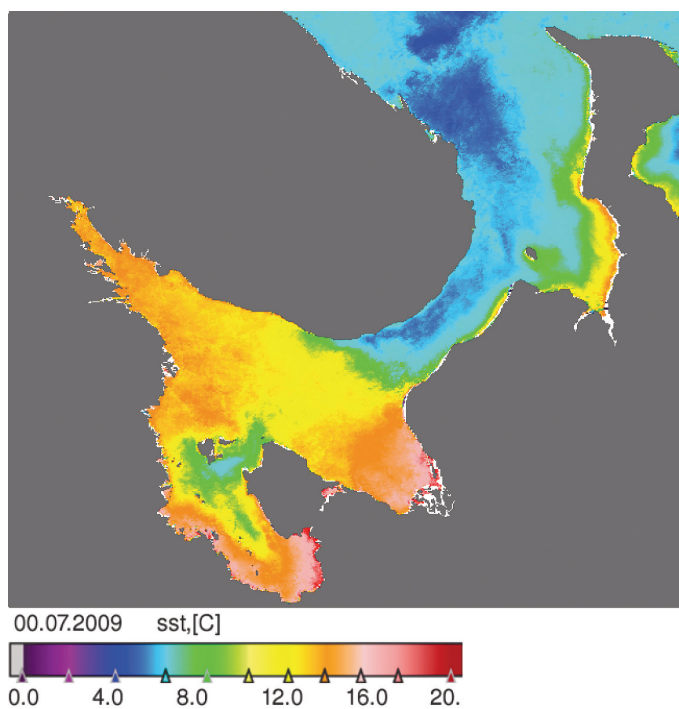


Рис. 66. Пример осредненного за месяц композитного спутникового изображения со спутника Aqua. Температура поверхностного слоя, июль 2009 г.

Относительно теплые водные массы из Баренцева моря, пройдя через Горло, движутся вдоль Терского берега. Одновременно происходит движение водных масс от берега и поднятие более холодных вод из глубины. Это приводит к тому, что на инфракрасных снимках наблюдается узкая полоса воды у Терского берега.

Для изучения особенностей динамики вод и водообмена через Горло в 2009 г. Нансен-центром выполнены сбор и анализ наблюдений со спутников ASAR, MODIS, MERIS за апрель–август 2009 г. в разных спектральных диапазонах. На снимках видно, что водные массы, переносимые течением Дерюгина (см. главу 1), опускаются в подповерхностные слои и поступают в Бассейн (рис. 66).

Поля температуры воды, по данным спутниковых измерений, воспроизводят известные гидрофизические явления (Коросов, 2007; Фукс, 2008).

Достаточно много спутниковых снимков представлено в открытом доступе Интернета. Например, в 2010 г. организацией ИТЦ

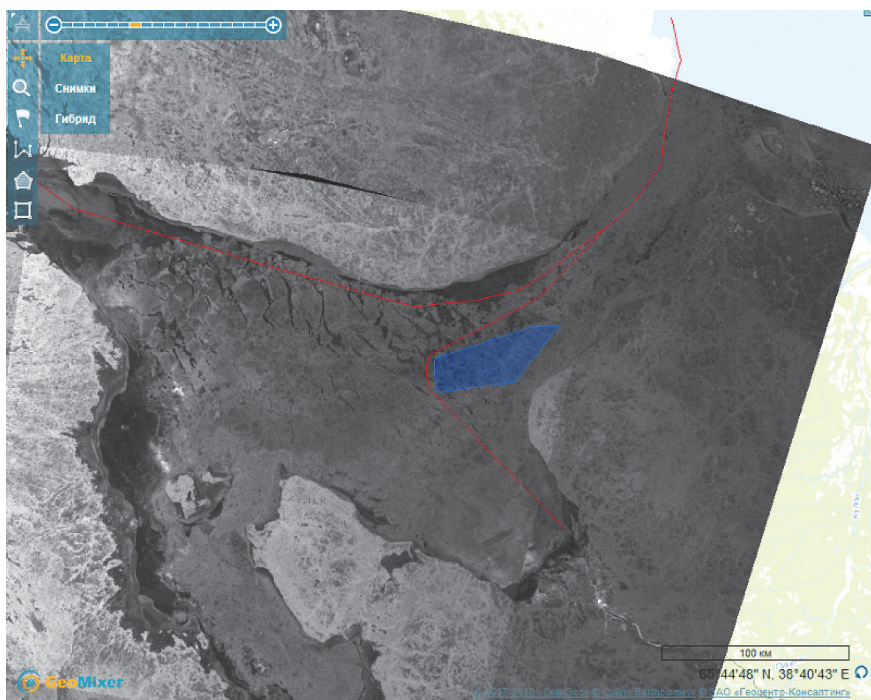


Рис. 67. Интерфейс геосистемы «Космоснимки – Белое море» (<http://www.scanex.ru>)

«СКАНЭКС» по инициативе Росморречфлота выполнен проект «Белое море 2010», направленный на спутниковый мониторинг акватории водоема для координации движения судов в обход залежек гренландских тюленей в период щенки. В специально разработанном ИТЦ «СКАНЭКС» совместно с другими организациями геосервиса «Космоснимки – Белое море» (<http://whitecoats.kosmosnimki.ru>) используются спутниковые данные EROS B и SPOT 4, а также радиолокационные изображения RADARSAT-1. На спутниковых снимках высокого разрешения удобно следить за ледовым режимом Белого моря (рис. 67). Ледяной покров удобно оценивать с помощью ресурса (http://planet.iitp.ru/Oper_pr/Ice_White.html), где представлена целая подборка сайтов.

Таким образом, дистанционные методы в настоящее время успешно используются для анализа термогидродинамических условий Белого моря как научными учреждениями, так и другими заинтересованными организациями.

ГЛАВА 3

Механизмы воздействия на температурную изменчивость Белого моря

В этой главе рассмотрены удаленные связи температуры поверхностного слоя Белого моря с глобальными осцилляциями, такими как Северо-Атлантическое колебание, Арктическое колебание, Эль-Ниньо и ряду других, а также представлены результаты антропогенного воздействия на температуру Белого моря.

3.1. Глобальные осцилляции

Индексы глобальных осцилляций находятся в свободном доступе и взяты на сайте NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov>).

В работе (Смирнова и др., 2001) отмечено, что термохалинный режим Белого моря характеризуется высоким вкладом низкочастотных составляющих в межгодовую изменчивость, что указывает на влияние крупномасштабных климатических процессов в формировании долгопериодной изменчивости гидрометеорологических параметров. Эти процессы носят вынужденный колебательный характер (Бышев, 2003), и температурная изменчивость Белого моря отчасти является реакцией на опосредованное воздействие прохождения барических систем.

Один из важных механизмов формирования долгопериодной изменчивости элементов климата – Северо-Атлантическое колебание (САК или NAO – в англ. транскрипции). Как известно (Серяков,

1979; Смирнов, 1998), НАО характеризуется разностью давления между Исландским минимумом и Азорским максимумом, что влияет на интенсификацию западного переноса в Северном полушарии. В первую очередь, это сказывается на переносе воздушных масс, влияющих на погоду и климат, в том числе и всей Фенноскандии, поскольку в теплую фазу НАО интенсифицируется циклогенез в Северной Атлантике.

В работе (Дворкин, 2000) отмечено, что НАО определяет основные закономерности гидрометеорологических колебаний в Норвежском и Баренцевом море, где создаются положительные аномалии поверхностного слоя воды. Влияние на Баренцево море отмечено и В.Д. Бойцовым (2008). В работе (Алексеева, Шишков, 1997) показано, что коэффициент взаимной корреляции r между соленостью района Северной Атлантики (к западу от Ирландии) и температурой воздуха по Кольскому меридиану после скользящего двухгодичного сглаживания равен 0,73. Вполне естественно, что воздействие НАО сказывается и на температурном режиме Белого моря.

Положительные и отрицательные события НАО соответствуют положительным и отрицательным периодам в температуре поверхностного слоя Белого моря. Так, например, в индексах НАО и ТПС Белого моря синхронно прослеживаются теплый 1989 г. и холодный 1978 г. По данным В.Д. Бойцова (2008), для Баренцева моря также выделяются холодные годы 1978–1979, а после 1988 г. наступил теплый период, что автор указанной работы связывает с НАО. Однако для Белого моря количественные показатели не отражают тесной связи НАО и ТПС. Коэффициент взаимной корреляции между модельными среднегодовыми значениями температуры поверхностного слоя Белого моря после скользящего двухгодичного сглаживания (расчет по модели: Neelov, Savchuk, 2003) и значениями индекса НАО равен 0,47. Это хорошо согласуется с данными, полученными нашими коллегами, по влиянию Северо-Атлантического колебания на ледовый режим относительно близко (для размеров барических образований) расположенного к Белому морю Онежского озера (Сало, Назарова, 2011). Стоит отметить, что связь ТПС Белого моря и индексов НАО прослеживается лишь в зимние месяцы, что подтверждает выводы из работы (Мирвис и др., 2009). По нашим данным, наибольшая связь для всей акватории Белого моря отмечается в феврале ($r = 0,52$). Если рассматривать гидрометеорологические станции отдельно, то наибольший коэффициент корреляции получен для ст. Инцы (0,57), наименьший – для ст. Жужмуй (0,47). Для летнего периода связи ТПС Белого моря с НАО не выявлены.

Несложно подсчитать, что НАО объясняет в данном случае около 30 % вклада в дисперсию ТПС Белого моря и это хорошо согласуется с данными, взятыми из работы (Диксон, Майнке, 2005). Здесь же указано, что НАО влияет на три основных параметра, обуславливающих океаническую циркуляцию: 1) скорость ветра; 2) скрытый и явный потоки тепла; 3) испарение или осадки.

Причины низкой степени связи указанных выше процессов могут заключаться и в том, что индекс НАО недостаточно адекватно описывает состояние атмосферы в Северной Атлантике, так как характеризует разницу давлений центров действия атмосферы, находящихся в области действия разных зональных потоков (Астафьева, Раев, 2010). Очевидно, механизм глобального опосредованного воздействия на температурную изменчивость поверхности Белого моря более сложный. Попытаемся объяснить воздействие НАО совместно с системой течений Северной Атлантики и Арктики по приведенной ниже схеме.

При усилении северо-восточного пассата, происходящего в результате экзопроцессов, не относящихся напрямую к теме исследования, ускоряется циркуляция системы течений Гольфстрим. Возрастает теплосодержание Северо-Атлантического течения, усиливается разница в давлении между Исландским минимумом и Азорским максимумом. Следствием этих событий является интенсификация западного переноса, а также усиление Северо-Атлантического течения, несущего водные массы через Северную Атлантику в Северный Ледовитый океан, поскольку при положительной фазе НАО адвекция теплой воды в океане усиливается. Большая часть тепла Северо-Атлантического течения (89 %) идет на нагрев атмосферы (Химические процессы..., 1997), но теплозапас воды достаточно высок, что далее приводит к уменьшению площадей многолетнего льда в бассейне Северного Ледовитого океана. Поскольку система течений замкнутая, как следствие становится больше айсбергов, которые выносятся в Атлантику Лабрадорским течением. Эти холодные водные массы смешиваются у Ньюфаундленда с Гольфстримом, и температура Гольфстрима и Северо-Атлантического течения понижается. Следовательно, площадь и мощность льда в Северном Ледовитом океане закономерно возрастает, а количество айсбергов понижается. Период этого колебания составляет 4–5 лет (Жуков, 1978).

Четырех-пятилетняя вариация, природа которой до сих пор недостаточно изучена, проявляется практически во всех районах Северной Атлантики (Серяков, 1979; Смирнов, 1998; Матишов и др., 1999). Пятилетняя квазипериодичность наблюдается и в колебаниях темпера-

туры поверхностного слоя Белого моря (Толстиков, 2006). Помимо 5-летних колебаний в течении Гольфстрим проявляется 7-летний ритм, связанный с нутационными колебаниями оси вращения Земли, и 19-летний ритм приливной природы (Смирнов, 1965, 1998). Аналогичные явления известны в системе Курисио-Курильское течение с периодами 3, 5–6 и 9–11 лет (Жуков, 1978; Смирнов, 1998).

Основываясь на данных Е.И. Серякова (1979), Е.Н. Дворкина (2000), В.И. Бышева (2003), можно построить механизм воздействия Северо-Атлантического колебания (NAO) при его интенсификации на Белое море:

Усиливается циклогенез в Северной Атлантике, интенсифицируется Северо-Атлантическое течение и возрастает число циклонов, траектория которых захватывает Белое море. Увеличивается поступление теплых водных масс в Баренцево море ветвью Нордкапского течения. Зимой возрастает количество циклонов и их серий, которые приносят с собой относительно теплую погоду, количество осадков также увеличивается. В итоге повышается температура воды Белого моря.

Углубление Исландской депрессии при событиях NAO вызывает повышение уровня океана в этой части Северной Атлантики (Диксон, Майнке, 2005), и благодаря существующей океанической циркуляции из-за разницы уровней дополнительно усиливается Северо-Атлантическое течение, несущее тепло в Баренцево море, а следовательно, и в Белое море. В восточной части Северной Атлантики преобладают ветры юго-западного направления, а в западной – северо-восточного (Алексеева, Шишков, 1997). Усиление циклогенеза зимой способствует повышению температуры воздуха и росту количества осадков в районе Белого моря.

Известно, что крупные атмосферные фронты топологически соответствуют океаническим фронтам (Химические процессы..., 1997). Граница фронтов: атмосфера-атмосфера, океан-океан, атмосфера-океан, является границей изменения теплоотдачи, скорости ветра или течений, выпадения осадков и т.п. Поэтому положение границы, в данном случае полярного и арктического фронта отражает межгодовую пульсацию температурного режима и атмосферы, и океана в данном регионе.

Когда самые холодные воды в течении Гольфстрим находятся в районе м. Хаттерас, то самые теплые – в Саргассовом море (Смирнов, 1965; Химические процессы..., 1997), т.е. генеральное направление течений разделяет фронтальная зона. Этот процесс носит маятниковый

характер. Например, в период 1960–1972 гг. самые теплые воды были в Саргассовом море, а самые холодные – у м. Хаттерас (Смирнов, 1965). С 1972 по 1982 г. наблюдается противоположный процесс, потоки тепла и холода поменялись местами.

Для количественной характеристики влияния течений на температурный режим морей существуют индексы бароклинного переноса, выражающие изменчивость расхода потока. По данным (Джиганшин, Полонский, 2008), с 60-х гг. XX в. наблюдалось повышение индекса бароклинного переноса Гольфстрима и Северо-Атлантического течения (разница между значениями начала 70-х гг. и середины 90-х гг. XX в. составляет 20 Св^1), а с 2004 г. по настоящее время отмечается снижение расхода обоих течений. С 1950 по 2004 г. среднемноголетний месячный геострофический расход Гольфстрима в районе 70° з.д. составляет 96 Св (Джиганшин, Полонский, 2008). Максимум расходов наблюдается с февраля по март, а минимум – в октябре–ноябре. Амплитуда годовых вариаций при этом не более 2 Св . Авторы работы связывают усиление переноса в системе Гольфстрим – Северо-Атлантическое течение с квазипериодической Атлантической мультидекадной осцилляцией (индексы АМО), и это подтверждается временным ходом расходов Гольфстрима и статистическим прогнозом изменения расходов Гольфстрима, указывающим на его ослабление за период 2004–2015 гг. приблизительно на 7 Св . Корреляционный анализ не показал явной связи между индексами бароклинного переноса Гольфстрима и температурой поверхностного слоя Белого моря.

Помимо указанных индексов (бароклинного переноса и НАО) существует целый ряд других. Например, индекс арктической осцилляции (АО), характеризующий разницу давления между приполюсной областью и кольцевой окраиной полярного региона. Индексы АО и температура поверхностного слоя Белого моря плохо коррелируют друг с другом, однако связь АО и значений колебания уровня Белого моря по отдельным станциям достаточно тесная, например для ст. Соловки $r = 0,54$, для ст. Сосновец $r = 0,46$. Коэффициент корреляции между индексами НАО и АО за период 1950–2010 гг. равен $0,76$. Наиболее тесная связь выражена в 1977–2000 гг., $r = 0,84$.

В последние годы появляются работы, посвященные связи Северо-Атлантического колебания с явлением Эль-Ниньо (Астафьева, Раев, 2010). Основные события Эль-Ниньо происходят в тропической зоне Южного полушария, однако посредством удаленных связей осущест-

¹ 1 Св Свердруп равен $10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$.

вляется его влияние на события Северо-Атлантического колебания. Так, выявлена связь между событиями Эль-Ниньо и углублением Исландской депрессии (Астафьева, Раев, 2010), поэтому существует связь между индексами Южного колебания SOI (South Oscillation Index), ONI (Oceanic Niño Index, который характеризует чередование периодов потепления и похолодания в Тихом океане, т.е. Эль-Ниньо и Ла-Нинья) и NAO. Фаза Ла-Нинья усиливает циклогенез в северных тропиках Атлантического океана (Астафьева, Раев, 2010), поскольку в этот период ослабевают ветры, которые обычно нарушают круговое движение тропических циклонов; соответственно фаза Эль-Ниньо снижает циклогенез в Атлантике.

По данным В.И. Бышева (2003), на события Эль-Ниньо Баренцево море откликается понижением теплосодержания вод (на $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) и увеличением ледовитости. Наиболее интенсивные явления Эль-Ниньо последних 30 лет отмечены в 1982–1983 и 1997–1998 гг. (Бышев, 2003; Астафьева и др., 2008). По нашим данным, для температуры поверхностного слоя Белого моря девяти гидрометеорологических станций в 1982 и 1997 гг. как раз приходятся на периоды минимума (см. главу 2). Однако в количественном выражении связь SOI, а также ONI и ТПС Белого моря ниже уровня значимости, $r \approx 0,20$.

Еще один индекс, с которым коррелирует температура поверхностного слоя Белого моря, – это CAI (Cyclone Activity Index), представляющий собой комбинированную информацию об интенсивности, продолжительности и траекториях циклонов в Арктическом регионе и приполярном районе северного полушария (включая район Охотского и Берингова морей, район Аляски в Тихом океане и регион Северной Атлантики – от Гренландского до Баренцева моря). Мы использовали значения индекса для полосы 60° – 70° с.ш. Интересно, что за период 1950–2007 гг. связи между температурой поверхности Белого моря и CAI не выявлено, зато для периода 1977–2000 гг. для отдельных гидрометеорологических станций корреляция наиболее тесная по сравнению со всеми выше перечисленными индексами. Так, для ст. Инцы коэффициент взаимной корреляции между ТПС Белого моря и CAI за период 1977–2000 гг. равен 0,62; между ст. Унский маяк и CAI $r = 0,55$; между ТПС всего моря по девяти станциям и CAI $r = 0,47$; между модельной температурой (по модели: Neelov, Savchuk, 2003) и CAI $r = 0,49$. Наименьшая связь с CAI из 9 ГМС отмечается по ТПС ст. Чаваньга ($r = 0,36$), а для ст. Мудьюг связь не выявлена.

Колебания всех рассмотренных индексов и осредненный ход температуры поверхностного слоя Белого моря по данным термогидродинамического моделирования показаны на рис. 68.

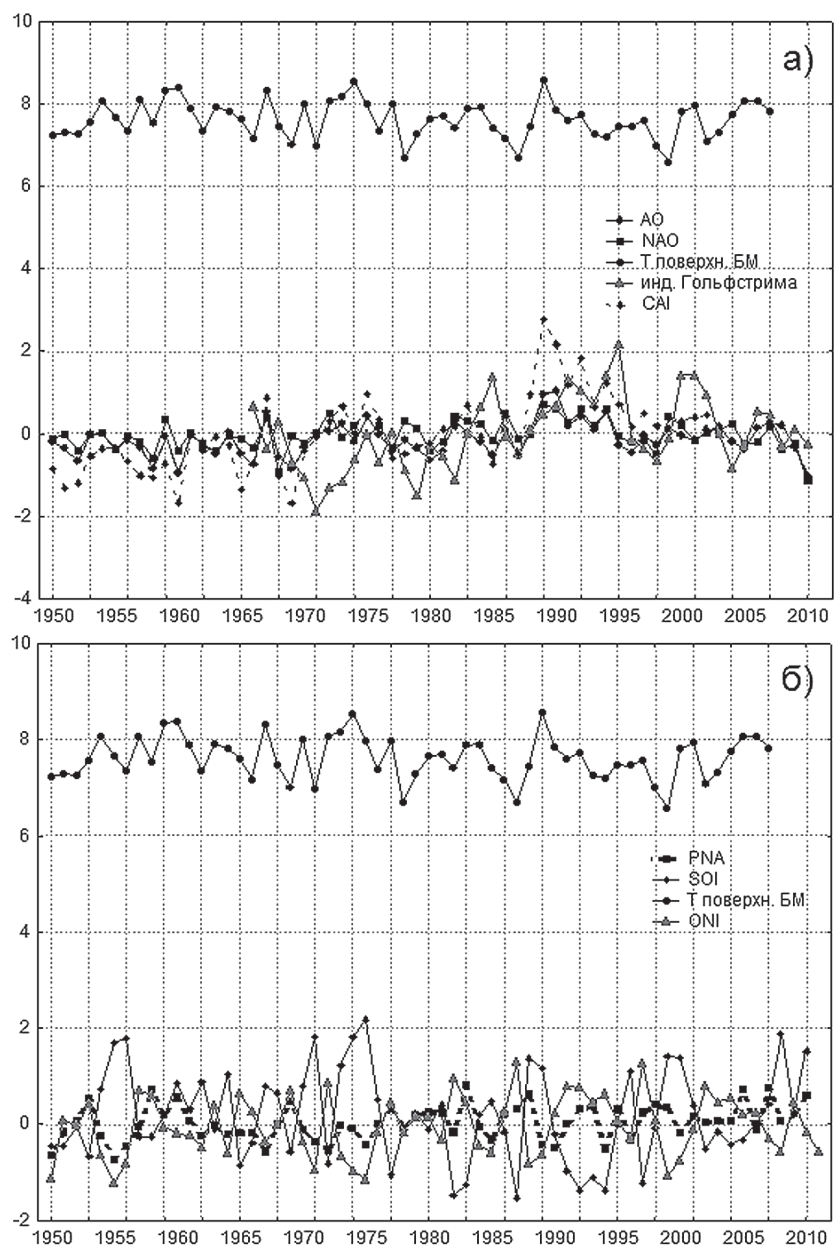


Рис. 68. Совместный ход индексов АО, NAO, индекса Гольфстрима и CAI (а), а также PNA (Pacific / North American pattern), SOI, ONI (б) и температуры поверхности Белого моря (по модели: Neelov, Savchuk, 2003)

На фоне колебательных изменений в настоящее время обнаружена общая тенденция повышения температуры воздуха и поверхности океана в Северной Атлантике и Северном Ледовитом океане (Будыко и др., 1999; Груза, 2003). Максимум XX в. приходится на 1991–1995 гг. (Будыко и др., 1999), что соответствует и нашим данным по Белому морю. На станциях Архангельск, Онега, Кемь, Каневка за период времени, соответствующий длине рядов данных по каждой станции (см. главу 2), прослеживается небольшой положительный тренд в изменениях температуры воздуха. За более чем 50 лет температура повысилась в среднем на 1 °С. Только для ст. Кандалакша за 80 лет температура практически не менялась, а на ст. Лоухи за 70 лет понизилась почти на 0,2 °С, что связано с региональными особенностями этого района. Расчеты по модели ЕСНАМ4/ОРУС3, выполненные в лаборатории географии и гидрологии ИВПС КарНЦ РАН по двум сценариям, показали, что при изменении климата района водосбора Белого моря в первой половине XXI в. норма годовой температуры воздуха возрастет в 1,3–1,5 раза, количество осадков практически не изменится (рост 1–2 %), суммарное испарение увеличится на 10–13 % (Климат Карелии..., 2004). Все эти процессы, несомненно, скажутся на температурной изменчивости поверхностного слоя Белого моря. Естественно, явления подобного масштаба и интенсивности не могут одновременно проявиться во всех районах Белого моря. Наблюдаемая противофазность хода температуры или лаг связаны с локальными особенностями районов Белого моря.

Можно сделать вывод о значительном влиянии крупномасштабных процессов на температурный режим Белого моря, несмотря на то что многие существующие индексы не в полной мере отражают поведение глобальных осцилляций. Одним из механизмов является Северо-Атлантическое колебание, воздействующее по сложной не до конца выясненной схеме закономерностей. Кроме того, влияние оказывает и Эль-Ниньо посредством удаленных связей с Северо-Атлантическим колебанием. Наблюдаемое потепление климата в районе водосбора Белого моря неоднородно и в пространстве, и во времени, и проявление региональных особенностей значительно усложняет общую картину распределения гидрометеорологических параметров.

3.2. Антропогенное воздействие

Воздействие человека на морскую среду может идти различными путями: при разливах нефтепродуктов или оседании каких-либо

техногенных частиц на поверхностный слой моря; посредством влияния речного стока с территории загрязненного водосбора; вторичное загрязнение при активировании ранее пассивной примеси в грунте. Последнее характерно, например, при разрушении емкостей захороненных отходов. По сравнению с глобальными атмосферными осцилляциями, воздействующими на температурный режим Белого моря, вклад результатов деятельности человека в этот процесс менее выражен, однако локальные нарушения могут быть значительными.

Антропогенное воздействие на морскую среду может быть прямым и опосредованным (табл. 3.1).

Таблица 3.1

Антропогенное воздействие на морскую среду
(на основе: Галышева, 2009)

Воздействие	Вещество или активный компонент	Главный антропогенный источник	Возможный эффект
Загрязнение	Биогенные вещества	Бытовые, сельскохозяйственные, промышленные сточные воды	Эвтрофикация
	Патогенные микроорганизмы	Бытовые и сельскохозяйственные сточные воды	Инфекционные заболевания и гибель рыб в прибрежной зоне
	Нефть	Промышленность, судоходство, автотрассы и автомобили	Появление нефтяной пленки на поверхности моря, заражение животных, нарушение процессов фотосинтеза и кислородного обмена с атмосферой, сокращение числа пляжных зон, изменение температурного режима водоема
	Синтетические органические вещества	Промышленность, бытовые стоки, сельское хозяйство, обработка древесины	Нарушение процессов функционирования морских экосистем
	Радиоактивные компоненты	Ядерные испытания, ядерное производство и захоронение отходов	Нарушение процессов функционирования морских экосистем

Воздействие	Вещество или активный компонент	Главный антропогенный источник	Возможный эффект
Загрязнение	Тяжелые металлы	Промышленность, бытовые стоки, зоны дампинга в океане, автомобили	Нарушение процессов функционирования морских экосистем
	Твердые бытовые отходы	Рекреационная деятельность, сбросы с кораблей	Механическое воздействие на гидробионты, нарушение мест обитания
	Жидкие неорганические и органические отходы	Промышленность, бытовые стоки, размещение зон дампинга	Уменьшение содержания растворенного в морской воде кислорода, заморы, изменение температурного режима водоема
Изменение окружающей природной среды	Поселения в прибрежных зонах	Строительство (в т.ч. гидротехнических сооружений), промышленность, развитие туризма и отдыха	Сокращение числа естественных ландшафтов, береговая эрозия, изменение температурного режима водоема
Добыча природных ресурсов	Океаническое и прибрежное рыболовство	Вылов	Нарушение равновесия в морских экосистемах
	Добыча нефти и газа	Установки нефтегазодобычи, аварии	Нефтяное и другое химическое загрязнение
	Разработка минеральных месторождений	Разработка, добыча	Ухудшение качества воды, береговая эрозия
Загрязнение атмосферы	Диоксид углерода, сернистый ангидрид и другие поллютанты	Энергетика, транспорт, сельское хозяйство, промышленность	Ухудшение среды обитания, уменьшение продуктивности океана, изменение уровня моря, изменение температурного режима водоема

Из табл. 3.1 следует, что некоторые виды деятельности человека влияют на температурный режим морских бассейнов, например, посредством различных стоков и загрязнений поверхностного слоя воды нефтяными продуктами и другими органическими соединениями.

Антропогенное воздействие на океаны и моря можно ранжировать в зависимости от степени его интенсивности (Гершанович, Карпевич, 1986):

1. Очень слабое воздействие – центральные части океанов. Основное – загрязнение за счет переноса поллютантов (особенно нефтяных пленок) течениями, атмосферными осадками и аэрозолями. Охватывает обширные районы океанов. Уровень загрязнения мал, но оно регистрируется современными аналитическими методами.
2. Слабое воздействие – прослеживается в большинстве глубоководных частей океана, находящихся вне прямого воздействия стока с суши, трасс нефтяного флота и вне районов активного рыбного промысла.
3. Умеренное воздействие – уровень загрязнения превышает средние значения на один-два порядка, возрастает диапазон загрязняющих веществ, усиливается мозаичность их распространения и временная изменчивость. Охватывает области крупных течений, фронтальные зоны океана, районы, прилегающие к устьям крупных рек.
4. Сильное воздействие – резко повышенный уровень загрязнения с признаками его влияния на экосистему. Проявляется в некоторых районах шельфа и приустьевых областей, дельтах, эстуариях, внутриконтинентальных морях, на участках интенсивного рыболовства, морской добычи полезных ископаемых, в первую очередь нефти и газа.
5. Очень сильное воздействие – районы, на которых антропогенные факторы, отдельно или совместно действующие, существенно влияют на морскую экосистему, приводя ее к кратковременным, а иногда и долговременным отклонениям от нормального функционирования. Площадь акватории с таким воздействием невелика, обычно оно наблюдается там, где случаются крупные аварии с нефтетранспортным флотом и нефтепроводами в море. Также встречается в районах неупорядоченного и экологически необоснованного морского строительства и при нарушении регулирования морского промысла.

Воздействие на океан в глобальном масштабе постоянно усиливается и приводит к тому, что площади акваторий с очень слабым и слабым воздействием сокращаются, а с умеренным, сильным и очень сильным – растут (Галышева, 2009).

В Белом море также проявляется антропогенное воздействие, наиболее явно выраженное в устьях крупных рек: Северная Двина, Онега, Мезень, Выг и Кемь.

Рассмотрим некоторые виды антропогенного влияния, вносящие свой вклад в температурный режим Белого моря, а именно воздействие крупных рек, техногенное воздействие (добыча полезных ископаемых, строительство и работа гидротехнических сооружений, деятельность морских портов), рекреационное воздействие.

Реки влияют на температуру водоема посредством так называемого теплового загрязнения и веществ, которые могут воздействовать на процессы теплообмена в дальнейшем, например, создавая препятствия для проникновения солнечного света. Это представляет угрозу для гидробионтов, поскольку водные организмы более чувствительны к изменениям условий среды по сравнению с наземными обитателями. Загрязняющие вещества попадают с речным стоком в Белое море и распространяются в прибрежной зоне, постепенно испытывая разбавление и депонирование. Таким образом, снижается их концентрация в воде, и эффект влияния ослабевает. Механизм оседания большей части веществ, выносимых рекой в море, связан с функционированием маргинального фильтра (Лисицын, 1994) и для Белого моря подробно рассмотрен в монографиях (Кравчишина, 2009; Долотов, 2010; Система Белого моря. Т. 3, 2013). На границе река–море происходит так называемая «лавиновая седиментация».

Рассмотрим распространение примеси, в том числе содержащей загрязняющие вещества, с речным стоком в Белое море. Математическое моделирование этого процесса приведено в работах (Клеванный, 1999; Здоровеннов и др., 2001; Здоровеннов, 2004; Бердников, Цыганкова, 2007 в кн.: Комплексные исследования процессов..., 2007). Согласно расчетам (Здоровеннов, 2004), скорость распространения примеси в первую очередь зависит от расхода реки, поэтому, например, в устье р. Онеги за 3 сут при максимальных значениях расхода примесь распространится почти на 20 км в сторону моря, а в р. Кереть (Карельский берег) за это же время лишь на 500 м. Естественно, воздействие загрязняющих веществ на экосистемы моря будет убывать в направлении открытой акватории, однако существует процесс вторичного попадания в воду депонированных осадков, например, при их высвобождении из грунта во время сильного волнения. Результаты прямых измерений потоков вещества в устьях рек, оценки скорости и изменчивости накопления осадков на дне Белого моря приведены, например, в (Долотов и др., 2004, 2005, 2008; Долотов, 2010; Скибинский, 2001; Шевченко и др., 2010, 2011).

Результаты математического моделирования на трехмерной численной модели термогидродинамики Белого моря (Чернов, Толстиков, 2014) показали, что распространение примеси, как и следовало ожидать, зависит от сезона года. Так, если ко всему объему стока Сев. Двины добавить гипотетическое твердое мелкодисперсное вещество в количестве 100 ед./см^3 , то эта примесь в течение месяца практически полностью разбавится в самом заливе, лишь незначительная ее часть достигнет Горла. При максимальном объеме стока Сев. Двины (май–июнь) примесь концентрируется вдоль берегов Двинского залива, при этом более высокие значения отмечаются у Зимнего берега. В районе м. Зимнегорский (граница Двинского залива и Горла) от 100 ед. остается только 2, т.е. вещество на таком расстоянии от источника уже практически полностью отсутствует. В октябре картина несколько отличается: разбавление примеси происходит на меньшем удалении от устья и шлейф вещества вытянут в сторону Унской губы на Летнем берегу. Качественное распределение февраля похоже на картину июня. Здесь стоит учитывать, что выполнены модельные расчеты гипотетического твердого вещества, а, например, нефтяные разливы могут вести себя иначе. Полученные модельные результаты хорошо согласуются с данными из литературных источников (Кравчишина, 2009; Система Белого моря. Т. 3, 2013).

На рис. 69 показано размещение источников сброса загрязненных вод и качество воды рек водосбора Белого моря.

Из рисунка видно, что максимальное воздействие загрязняющие вещества оказывают на Двинский залив, однако надо учитывать, что здесь же наблюдается самое сильное их разбавление в силу значительного объема стока р. Сев. Двина (среднегодовой расход в устье почти $3,5 \text{ тыс. м}^3/\text{с}$) и гидродинамических свойств района моря (см. главу 2). Поэтому сложно оценить реальное антропогенное влияние стоков на экосистемы Белого моря. Для более корректной оценки может помочь анализ степени самоочищения рек, впадающих в Белое море. От этого зависят концентрации загрязняющих веществ в устьевых участках.

Так как большая часть веществ попадает в море с речным стоком, в зоне маргинального фильтра (Лисицын, 2004; Шевченко и др., 2011) оседает максимальное количество экологически опасных веществ и соединений. Поэтому устья рек, впадающих в Белое море, испытывают максимальное антропогенное воздействие (табл. 3.2).

В табл. 3.2 в скобках указаны предельно допустимые концентрации, в мг/л^{-1} ; БПК₅ – биохимическая потребность в кислороде за 5 сут; н.о. обозначает – ниже предела обнаружения; СПАВ – синтетические

поверхностно-активные вещества. Для Белого моря можно выделить районы загрязнения аммонийным азотом (водосборы р. Кемь, р. Золотица); нитратным азотом (р. Сосновка, р. Варзуга); легкоокисляемыми органическими веществами (р. Мезень, р. Мудьюга); нефтяными продуктами (р. Мудьюга, р. Золотица) (Лисицын, 2010 в кн.: Система Белого моря, 2010). По загрязнению тяжелыми металлами выделяются реки: Сосновка, Чапома, Нива, Умба (загрязнение медью); Мудьюга, Онега (цинк); Нива (никель). Получается, что наибольший спектр загрязняющих веществ содержат водосборы Мудьюги и Золотицы, что может быть связано с подготовкой территории к открытой разработке месторождений алмазов (там же), и все загрязняющие вещества с их водным стоком попадают в Двинский залив и Горло Белого моря.

Таблица 3.2

**Пределы колебаний концентраций
приоритетных загрязняющих веществ (мг·л⁻¹)
в воде устьевых участков рек бассейна Белого моря
(Брызгалов, Иванов, 2002)**

Река	БПК ₅ (2,0)	Фенолы (0,001)	НУ (0,05)	СПАВ (0,10)	Медь (0,001)	Цинк (0,001)	Никель (0,01)
Поной	0,06–2,46	н.о.–0,063	н.о.–0,45	н.о.–0,12	н.о.–0,018	н.о.–0,035	н.о.–0,073
Сосновка	0,27–5,78	н.о.–0,032	н.о.–0,08	н.о.–0,08	н.о.–0,011	н.о.–0,092	н.о.–0,037
Чапома	0,02–2,44	н.о.–0,019	н.о.–1,77	н.о.–0,21	н.о.–0,013	н.о.–0,108	н.о.–0,054
Варзуга	0,02–8,52	н.о.–0,021	н.о.–1,94	н.о.–0,12	н.о.–0,017	н.о.–0,080	н.о.–0,022
Умба	0,19–3,76	н.о.–0,038	н.о.–0,82	н.о.–0,09	н.о.–0,022	н.о.–0,037	н.о.–0,029
Нива	0,02–0,35	н.о.–0,380	н.о.–6,90	н.о.–0,94	н.о.–0,015	н.о.–0,065	н.о.–0,034
Кемь	0,28–4,05	Не определяли	н.о.–1,12	н.о.–0,05	Не определяли		
Онега	0,05–3,05	н.о.–0,012	н.о.–2,30	н.о.–0,07	н.о.–0,061	н.о.–0,120	н.о.–0,045
Сев. Двина	0,65–7,45	н.о.–0,028	н.о.–0,52	н.о.–0,17	н.о.–0,013	н.о.–0,248	н.о.–0,006
Мудьюга	0,60–5,73	н.о.–0,009	н.о.–2,40	н.о.–0,07	н.о.–0,008	н.о.–0,090	н.о.–0,017
Золотица	0,61–5,44	н.о.–0,006	н.о.–1,77	н.о.–0,37	н.о.–0,009	0,001–0,114	н.о.–0,016
Мезень	0,53–7,29	н.о.–0,018	н.о.–1,41	н.о.–0,09	н.о.–0,039	н.о.–0,096	н.о.–0,039

Для Карельского и Поморского берегов Белого моря нет выраженной тенденции изменения объема сбрасываемых сточных вод в поверхностные воды за последние годы: 54,47 млн м³ в 2013, 73,28 млн м³ в 2012, 64,80 млн м³ в 2011, 71,75 млн м³ в 2009, 83,45 млн м³ в 2006 г. (Государственный доклад..., 2012, 2013, 2014). Основные загрязнители в этих водах – сульфаты (9963 т), калий (3038 т), натрий (2439 т), взвешенные вещества (1000 т), магний (382,27 т), аммонийный азот (202,89 т), фосфаты (135,65 т), нитриты (100,91 т), нефтепродукты (21,6 т), СПАВ (7,66 т), марганец (1,15 т), фтор (0,91), алюминий (0,36 т), никель (0,08 т), медь (0,08 т) (там же).

Поскольку реки с максимальным расходом на водосборе Белого моря имеют равнинный характер (Сев. Двина, Онега, Мезень), их сток замедлен, что приводит к малому содержанию кислорода в воде. Кроме того, эти реки характеризуются достаточно низкой летней температурой. В результате загрязняющие вещества в воде плохо окисляются, а самоочищение рек оценивается как «неблагоприятное» (Экологический..., 2002). Таким образом, из всех районов Белого моря Двинский залив в любом случае испытывает максимальное антропогенное воздействие посредством влияния речного стока.

По мере усиления нагрузки на реки бассейна Белого моря отмечается общая тенденция увеличения межгодовой и внутригодовой изменчивости концентраций в них соединений азота и фосфора (Брызгалов, Иванов, 2002). Все загрязняющие вещества испытывают значительную внутригодовую изменчивость, связанную с режимом стока рек, впадающих в Белое море, и чем сильнее нагрузка на участок акватории, тем выше разброс значений концентрации веществ (Лисицын, 2010 в кн.: Система Белого моря. Т. 1, 2010).

Помимо рек, антропогенное воздействие также идет за счет техногенных выбросов в атмосферу, способных оседать на поверхности Белого моря в виде пленок, что изменяет процессы поглощения и отражения солнечной радиации, нарушает процесс испарения. Это приводит к изменению температуры поверхностного слоя водоема. Так, с речным стоком и воздушным переносом в Белое море попадает большое количество различных веществ (см. главу 1), способных нанести ущерб экологической обстановке в зоне влияния. Это особенно актуально для территории Двинского залива с машиностроением, судостроением, лесной и целлюлозно-бумажной промышленностью, а также для района, расположенного вблизи вершины Канда拉克шского залива, на котором находятся предприятия цветной металлургии (Белое море..., 2007). Учитывая направление господствующих ветров (см. главу 1), следует предположить, что предприятия окрестностей Кан-

далакшского залива лидируют по переносу загрязнителей над акваторией Белого моря, однако специальное исследование этого вопроса нами не проводилось. Импактные зоны (территории максимального воздействия загрязняющих веществ) показаны на рис. 70.

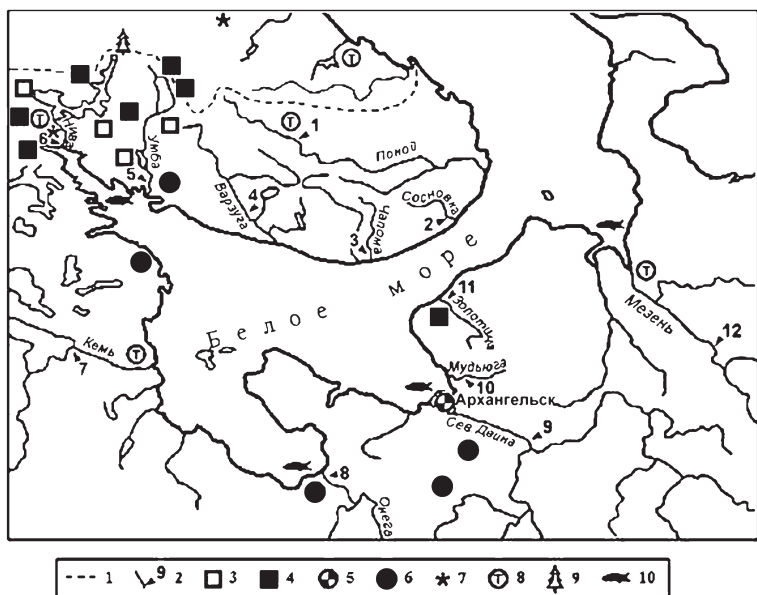


Рис. 70. Карта-схема расположения импактных зон в Северном экономическом районе и пунктов режимных наблюдений ГСН на реках бассейна Белого моря (Брызгалo, Иванов, 2002).

Условные обозначения: 1 – северная граница водосборного бассейна Белого моря, 2 – пункты режимных наблюдений на реках, 3 – горно-металлургические предприятия, 4 – горно-добывающие и горно-обоганительные предприятия, 5 – комплексная импактная зона, 6 – ЦБК, 7 – энергетические объекты, 8 – транспортные импактные зоны, 9 – рекреационная нагрузка, 10 – рыбоводство

В указанной схеме (рис. 70) дополнительно можно отметить рекреационную нагрузку на Соловецкий архипелаг и связанную с этим активность морского транспорта. Согласно (Брызгалo, Иванов, 2002), среди антропогенных факторов, влияющих на Белое море, можно выделить следующие.

1. Загрязнение поверхностных и подземных вод водосбора моря неочищенными и плохо очищенными сточными водами предприятий целлюлозно-бумажной, деревообрабатывающей, гор-

нодобывающей и пищевой промышленности (включая рыбо-переработку), содержащими взвешенные вещества (в том числе угольные шламы), нефтяные углеводороды (НУ), токсичные органические и неорганические вещества, включая тяжелые металлы и некоторые радиоактивные элементы.

2. Выброс в атмосферу диоксида серы, сероводорода, сероуглерода, метилмеркаптана, соединений тяжелых металлов и других загрязняющих веществ промышленными предприятиями, расположенными на водосборе Белого моря и сопредельных территориях (западная часть Кольского п-ва); загрязнение атмосферы за счет выброса автомобильным транспортом отработанных газов, содержащих диоксид углерода, соединения азота, углеводороды, полиядерные ароматические углеводороды (ПАУ) и многие другие соединения. Дальний перенос воздушных масс является причиной воздействия источников загрязнения, расположенных за пределами водосборного бассейна Белого моря.
3. Загрязнение природной среды в районах деятельности крупных тепловых электростанций (работающих на твердом топливе) оксидами серы и азота, тяжелыми металлами, сажей и ПАУ.
4. Механическое нарушение почвенного и растительного покрова преимущественно в районах многолетней мерзлоты.

Член-корреспондент РАН Т.И. Моисеенко на основе изучения антропогенного воздействия (Моисеенко, 2010 в кн.: Система Белого моря. Т. 1, 2010) предлагает блок-схему антропогенной нагрузки с основными экологическими последствиями для водных ресурсов (рис. 71).

Согласно Т.И. Моисеенко, в Белом море можно выделить зону воздействия в районе северо-западного побережья Белого моря (преимущественно на Кольском п-ве), в юго-восточной части водосбора Белого моря (Онежский, Двинский, Мезенский заливы), буферные зоны, условно-фоновые участки (Моисеенко, 2010 в кн.: Система Белого моря. Т. 1, 2010). Импактная зона Кольского п-ва оказывает воздействие в первую очередь на Кандалакшский залив. Здесь расположены горнопромышленные производства, влияние которых проявляется в загрязнении воздуха, земель, подземных и поверхностных вод. Юго-восточная часть водосбора Белого моря характеризуется наличием предприятий целлюлозно-бумажной, лесной и деревообрабатывающей промышленности, предприятий транспорта (включая речной и

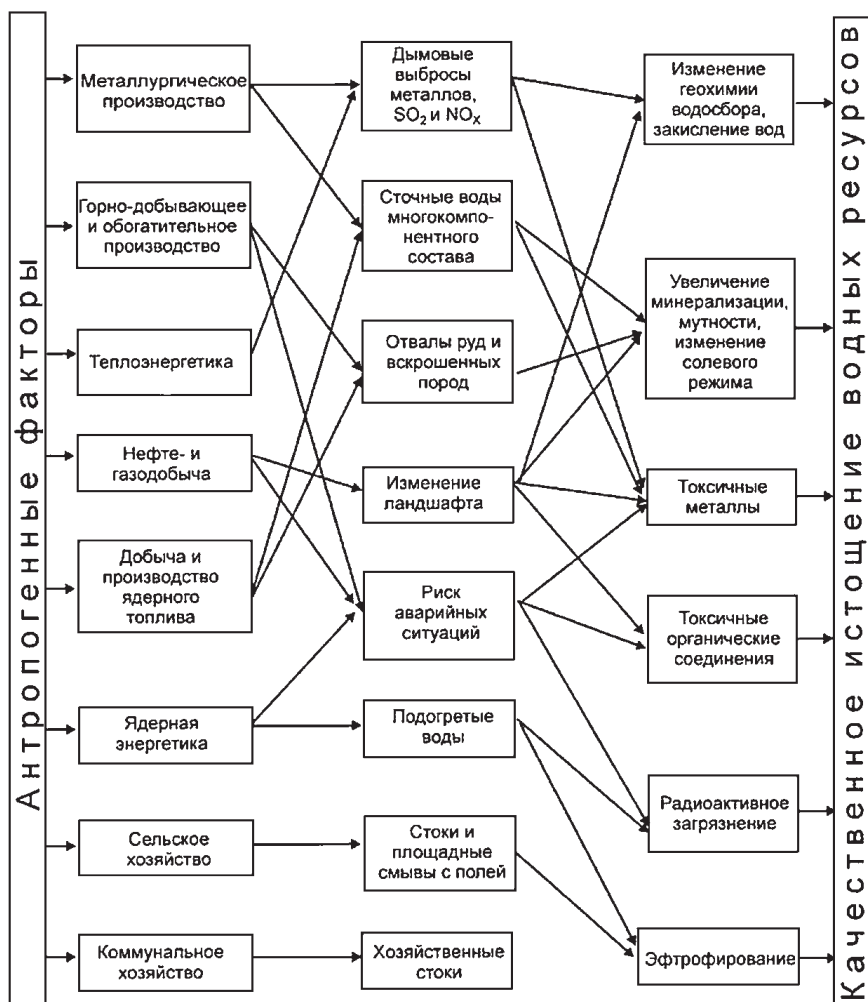


Рис. 71. Блок-схема антропогенной нагрузки на водосбор Белого моря (Моисеенко, 2010 в кн.: Система Белого моря, 2010)

морской), теплоэнергетики, объектов Минобороны РФ и ЖКХ. Буферные зоны представляют собой территорию, удаленную до 100 км от промышленных площадок, а условно-фоновые участки – это районы, сохранившие свои первоначальные природные характеристики. Условно-фоновые участки на водосборе Белого моря преобладают над всеми остальными.

Вредить экологической обстановке, а также влиять на температурный режим Белого моря способно загрязнение как побочный продукт результатов разработки полезных ископаемых. Что касается их добычи, то горно-промышленное природопользование в Белом море развито слабо, хотя на водосборе отмечается значительное разнообразие горных пород, содержащих, например, титановые и железные руды, цирконий, гранаты, алмазы и даже янтарь. Обломки янтаря



Рис. 72. Минеральные ресурсы водосбора Белого моря (Белое море..., 2007)

находят на Конушинском берегу, в районе устьев рек Мезень, Яжма и Чижа, а также у м. Святой Нос (Кадашова, 2011). Предполагается, что донные отложения северной части Белого моря содержат алмазоносные пески. Сейчас алмазы добывают в районе кимберлитовой трубки «Ломоносовская». Например, в 2006 г. уровень добычи алмазоносной породы здесь превысил 800 тыс. т (Белое море..., 2007).

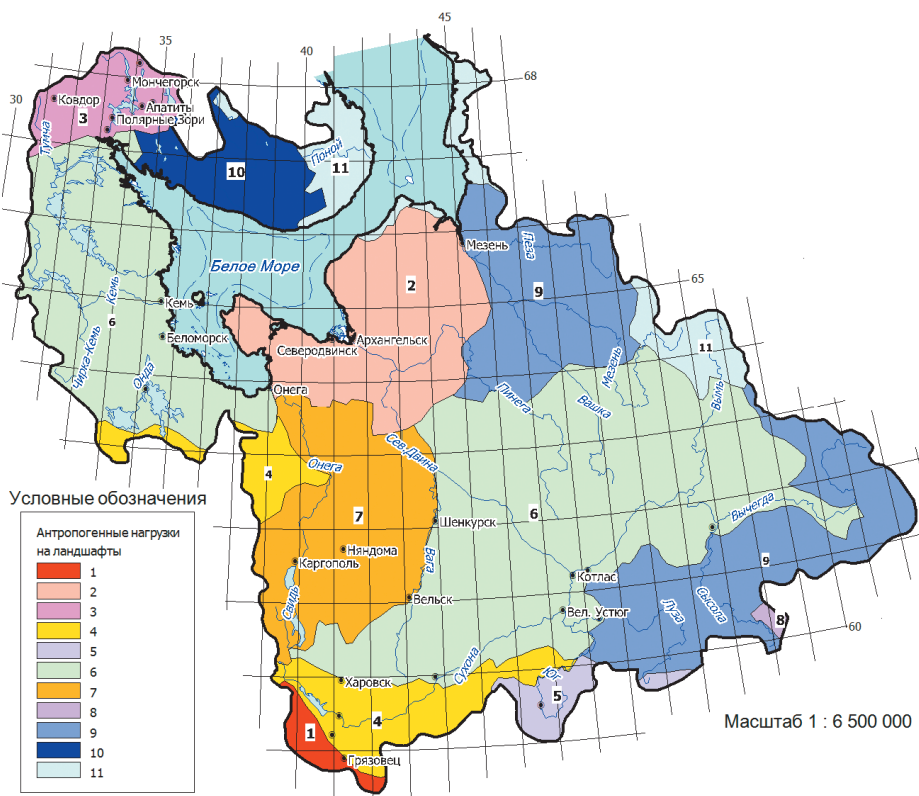
На рис. 72 представлены минеральные ресурсы водосбора Белого моря, добыча которых вносит свой вклад в загрязнение водоема. Это актуально как при поиске, так и при разработке месторождений.

В Воронке, Горле, районе м. Святой Нос находятся гранаты, которые чаще всего встречаются совместно с другими ценными минералами, кварц, железо-марганцевые конкреции. Песчаные и песчано-гравийные образования находятся на Летнем и Терском берегах, восточнее м. Святой Нос, в Воронке. В настоящее время эти месторождения интенсивно не эксплуатируются, но в перспективе, конечно, могут стать значительным источником строительных материалов. Не стоит забывать и о транспорте природного газа в связи с активным освоением ресурсов Арктики. При этом в будущем возможно изменение промышленной инфраструктуры Северного экономического района.

В работе (Экологический..., 2002) представлена комплексная карта районов антропогенного воздействия на водосбор Белого моря, в которой учитываются урбанизированность территории, плотность населения, распаханность земель и техногенное загрязнение (рис. 73).

На рис. 73 выделяется территория загрязнения района Двинского и Онежского заливов, Горла со стороны Зимнего берега. Наименьшее антропогенное воздействие испытывают Терский и Канинский берега.

Строительство гидротехнических сооружений на реках в первую очередь влияет на их водный режим, поэтому может воздействовать и на температуру устьевых участков водоема, в который они впадают. Из гидротехнических сооружений на Белое море самое большое влияние оказывает Беломорско-Балтийский канал. После введения канала в строй в 1933 г. возникли новые населенные пункты (например, Межевьежгорск, Сегежа, Беломорск) и укрупнились уже существующие (Повенец, Надвоицы), изменился режим стока р. Выг и увеличился сброс загрязняющих веществ в Белое море.




Немаловажное значение в ухудшении экологической обстановки Белого моря имеет деятельность портов. Наиболее крупные из них: Архангельск, Северодвинск, Онега, Мезень, Беломорск, Кемь, Канда-лакша. Относительно новым является порт Витино (1995 г.), который как круглогодичный начал работать с 2001 г. В самих портах, а также соседних с ними участках происходят те же процессы, что и при загрязнении воды нефтепродуктами.

Еще одним антропогенным фактором, оказывающим влияние на температурный режим Белого моря, является рекреационная деятельность. Рекреация требует постоянного контроля и развития, поскольку является интенсивным видом природопользования.

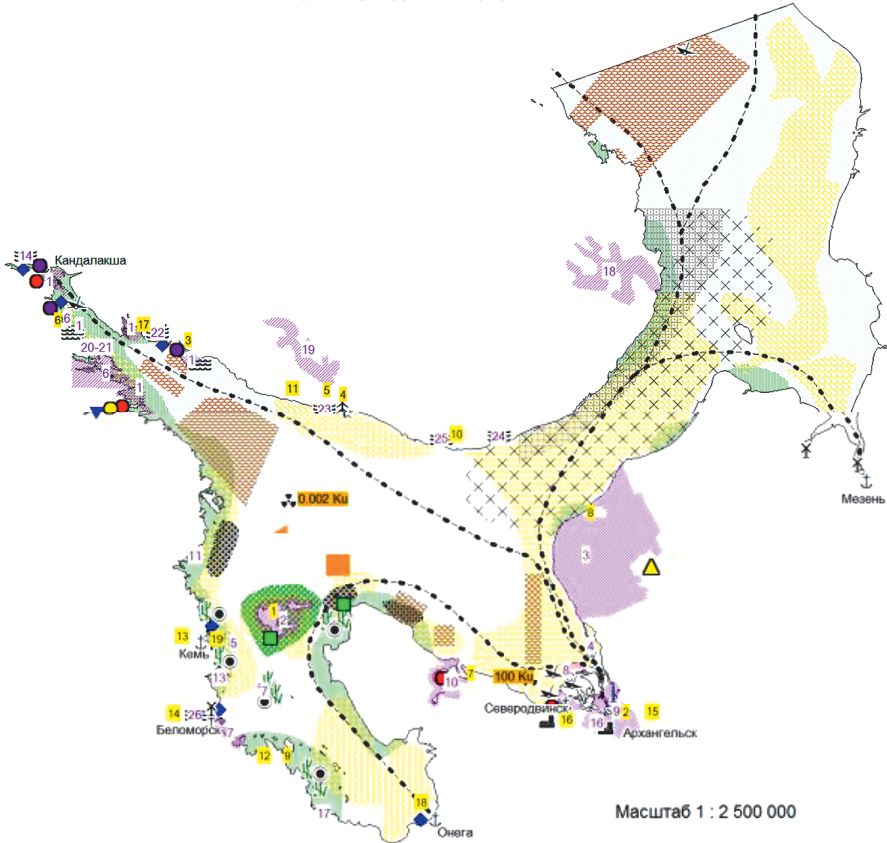
На водосборе Белого моря существует как неконтролируемая туристическая деятельность, так и регламентированная статусами существующих особо охраняемых природных территорий (ООПТ),

Урбанизированность	Общая плотность населения	Распаханность территории	Техногенное загрязнение				
			Высок.	Значит.	Умер.	Невысок.	Практ. отсут.
Средняя	Значительная и средняя	Средняя	1				
		Низкая		2			
Невысокая	Средняя и невысокая	Низкая	3		4		
Низкая	Высокая и невысокая	Средняя					5
	Невысокая и низкая	Низкая			6	7	8
Очень низкая	Очень низкая и низкая	Низкая					9
		Отсутствует					10
	Незначительная	Отсутствует					11

 **Рис. 73.** Антропогенные нагрузки на ландшафты водосбора Белого моря (Экологический..., 2002; Кадашова, 2011)

имеющих морские границы и морские зоны различного охранного статуса. Это, например, Кандалакшский государственный заповедник, Соловецкий государственный историко-архитектурный и природный музей-заповедник, Сорокский морской заказник, ландшафтные заказники «Приморский», «Мудьюгский», «Кузова» и «Полярный круг», биологические заказники «Беломорский», «Двинской», «Унский», охотничьи заказники «Воньгомский», «Керетский» и «Шуйостровский» и многие другие (рис. 74). Значительная часть ООПТ расположена на водосборе и не имеет непосредственного выхода к морю. Например, национальный парк «Паанаярви», Водлозерский национальный парк, Костомукшский заповедник и т.д. В настоящее время созданы или совсем скоро появятся новые ООПТ, например национальный парк «Онежское Поморье» (2013 г.), заказник «Верхнеюловский», заказник «Гридино» и др. Расшире-

Размещение морских ресурсов и природопользование в Белом море









ние территорий, занимаемых ООПТ, препятствует бесконтрольной рекреационной деятельности, поэтому является важным сдерживающим фактором ухудшения экологической обстановки на Белом море.







По рис. 74 хорошо видно, какие районы акватории Белого моря больше всего подвержены антропогенному воздействию. Это Двинский и Кандалакшский заливы, побережья. Поскольку объекты туризма, приведенные в (Кадашова, 2011), не имеют прямого отношения к нашей работе, мы опустим их перечисление.

Н.А. Кадашова (2011) также выделила специальные индексы (табл. 3.3) в зависимости от влияния загрязняющих веществ на акваторию Белого моря.


Биопромысловое природопользование

-  Основные районы добычи водорослей
-  Районы добычи водорослей вокруг Соловецкого архипелага
-  Неэксплуатируемые промысловые районы скопления водорослей
-  Районы скопления основных промысловых рыб
-  Районы добычи кольчатой нерпы
-  Район добычи гренландского тюленя



Марикультурное природопользование

-  Форелевые хозяйства
-  Рыбоводные заводы по воспроизводству семги
-  Рыбоводные заводы
-  Мидиевые хозяйства
-  Искусственное воспроизводство сельди
-  Места культивирования ламинарии



Рекреационное природопользование

-  Объекты туризма






Природоохранное природопользование

-  Памятники природы
-  ООПТ




Мелиоративное природопользование

-  Лесомелиорация Кузоменских песков
-  Участки перспективной мелиорации мест промысла водорослей



Судоходное природопользование

-  Основные порты
-  Объемы перевозки грузов, тыс. т (1998 г.)
-  Грузы
-  Основные морские маршруты
-  Маршрут



Военно-морское природопользование

-  Места аварий атомных подводных лодок
-  Военные базы
-  Районы временного запрещения плавания судов

Отходо-свалочное природопользование

-  Места захоронений ЖРО (активность, Ки)
-  Свалки взрывчатых веществ

Горнопромышленно-морское природопользование

-  Месторождение алмазов им. М.В. Ломоносова
-  Перспективный район добычи алмазов

Энергодатчно-морское природопользование


-  Проектируемые приливные электростанции

Рис. 74. Природопользование в Белом море, размещение морских ресурсов и ООПТ.

Цифрами показаны объекты туризма (Кадашова, 2011)

Таблица 3.3

Оценка экологических ситуаций природных аквальных комплексов (ПАК) Белого моря (Кадашова, 2011)

№ ПАК	Название ПАК (природного аквального комплекса)	Индексы основных антропогенных воздействий	Индексы экологических проблем	Экологическая ситуация
<i>1. Кандалакшский залив</i>				
1а	Распресненные воды Кандалакшского залива	1, 2, 3, 4п, 4с, 5в, 5р, 6, 7а, 7о, 9, 10, 11в	Знп, Зтм, Зф, Ирп, Илр, Ис, Р6п, Р6а, УВпф, Узп, Н, Нв	Напряженная

Продолжение табл. 3.3

№ ПАК	Название ПАК (природного аквального комплекса)	Индексы основных антропогенных воздействий	Индексы экологических проблем	Экологическая ситуация
1б	Глубинная водная масса Бассейна	Не используется	Знп, Зф	Удовлетворительная
<i>2. Бассейн</i>				
2а	Поверхностная водная масса Бассейна	5в, 5р, 5н, 6, 7о, 9, 10, 11л, 11в	Знп, Зф, Н, Нв, Узп	Напряженная
2б	Промежуточная водная масса Бассейна	Не используется	Знп, Зф	Удовлетворительная
2в	Глубинная водная масса Бассейна	8жро, 8в	Нро	Конфликтная
<i>3. Онежский залив</i>				
	Слабо трансформированные речные воды Онеги	3а 1, 2, 3, 4п, 4с, 5р, 6	Знп, Зф, Зл, УВпф, Ис, Ирд, Илр, Узп, Н	Напряженная
3б	Распресненные воды Онежского залива	4с, 5в, 9, 10, 11в	Знп, Зф, Зл, Рбп, Илр, Н, Нв, Узп	Удовлетворительная
3в	Поверхностная водная масса Бассейна	1, 2, 3, 4п, 4с, 5в, 6, 9, 10, 11в	Знп, Зф, Зл, УВпф, Ис, Ирд, Илр, Н, Нв, Узп	Конфликтная
<i>4. Двинский залив</i>				
4а	Слабо трансформированные речные воды Сев. Двины	1, 2, 3, 4п, 4с, 5р, 7а, 7б, 9, 10	Знп, Зф, Зл, УВпф, Ис, Ирд, Илр, К, Н, Узп, Нро, Рбп, Рба,	Критическая
4б	Распресненные воды Двинского залива	4с, 5н, 6, 7о, 8жро, 9, 10	Знп, Зф, Илр, Рбп, Узп, К	Напряженная
4в	Промежуточная водная масса Бассейна	Не используется	Знп, Зф	Удовлетворительная
<i>5. Горло</i>				
5	Водная масса Горла	4с, 5р, 5г, 5н, 10	Знп, Зф, Илр, Рбп, Узп, Н, К	Удовлетворительная
<i>6. Мезенский залив</i>				
6	Водная масса Горла	1, 3, 4п, 4с, 5р	Знп, Зф, Ис, Ирд, Илр, Рбп, Узп, Н	Конфликтная

№ ПАК	Название ПАК (природного аквального комплекса)	Индексы основных антропогенных воздействий	Индексы экологических проблем	Экологическая ситуация
<i>7. Воронка</i>				
7а	Водная масса Горла	4с, 5г, 5н, 5р	Илр, Узп, Н	Удовлетворительная
7б	Водная масса Воронки	5р	Узп, Н	Удовлетворительная
7в	Баренцевоморская водная масса	4с, 5г, 7а, 7о	Знп, 3ф, Илр, Рбп, Узп	Конфликтная

Пояснения к табл. 3.3. Основные антропогенные воздействия: 1 – через речной сток; 2 – промышленная деятельность на побережье; 3 – коммунальное хозяйство на побережье; 4п – порт с техническими сооружениями, 4с – судоходство; 5в – промысел водорослей, 5р – рыболовство, 5г – промысел гренландского тюленя, 5н – промысел нерпы; 6 – марикультура; 7а – аварии атомных подводных лодок, 7б – военные базы, 7о – отчуждение акватории для военных учений и стрельбищ; 8жро – захоронение жидких радиоактивных отходов, 8в – свалки взрывчатых веществ; 9 – рекреация; 10 – природоохранная деятельность; 11л – лесомелиорация побережья, 11в – мелиорация мест промысла водорослей.

Главные экологические проблемы Белого моря: Знп – загрязнение нефтепродуктами; 3ф – загрязнение фенолами; Зтм – загрязнение тяжелыми металлами; Зл – загрязнение лигносульфонатами и другими специфическими веществами предприятий деревообрабатывающей и целлюлозно-бумажной промышленности; Нро – накопление радиоактивных отходов; Ирл – изменение рельефа дна; Илр – изменение ледового режима; Ис – изменение объемов стока; Рба – разрушение берегов вследствие антропогенных факторов; Рбп – разрушение берегов вследствие природных факторов; Н – нарушение естественного воспроизводства промысловых гидробионтов вследствие их перелова; Нв – нарушение воспроизводства макрофитов, уменьшение площади и плотности их зарослей; УВпф – увеличение патогенной микрофлоры, возбудителей инфекционных заболеваний; Узп – уменьшение запасов и продуктивности; К – нарушение режима ООПТ.

На основании этих данных Н.А. Кадашова построила карту экологического воздействия на акваторию Белого моря (рис. 75).

Таким образом, антропогенное воздействие на Белое море и его последствия для экологического состояния водоема существуют, однако экосистемы моря не претерпели катастрофических изменений за многолетний период. Наиболее сильное воздействие оказывается в устье р. Сев. Двина, в вершине Кандалакшского залива, вдоль Поморского и Зимнего берегов.

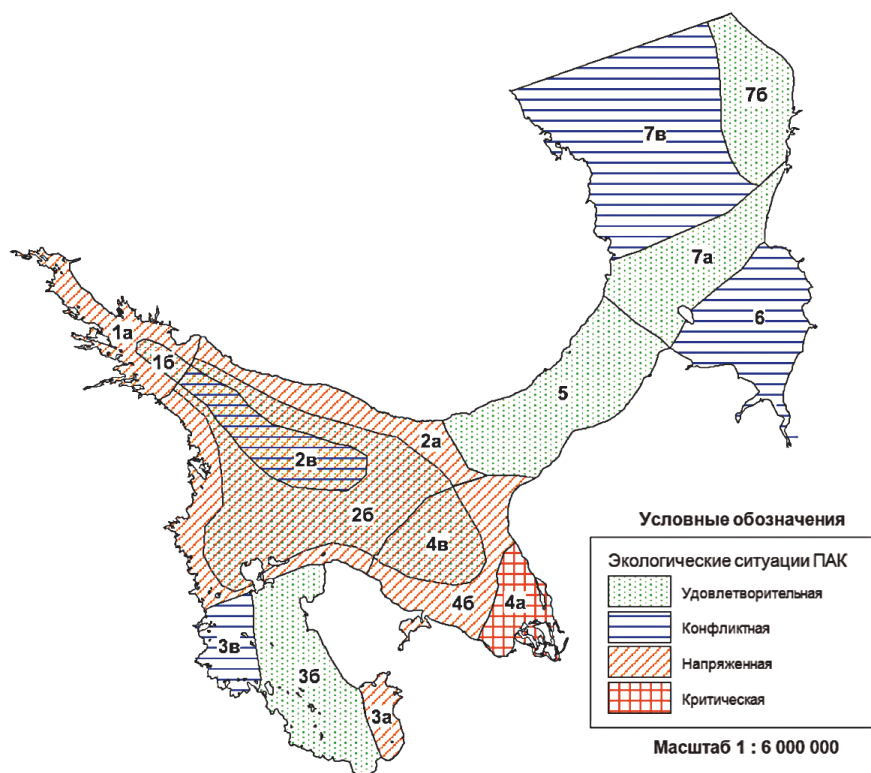


Рис. 75. Экологическое воздействие на природные аквальные комплексы (ПАК) Белого моря (Кадашова, 2011)

В карельских реках водосбора Белого моря за последние годы количество техногенных сбросов повысилось, основными загрязнителями, как и раньше, остаются сульфаты, натрий, калий, магний, аммонийный азот, СПАВ, марганец, алюминий, никель. Свой отрицательный вклад в экологическую ситуацию на Белом море вносят горные разработки, активность портов и усиливающаяся рекреационная нагрузка.

Численное моделирование с помощью трехмерной модели термогидродинамики Н.Г. Яковлева (2009) в модификации И.А. Чернова (Chernov, 2013; Чернов, Толстиков, 2014) в перспективе может использоваться для расчетов распространения твердых частиц с речным стоком, по поверхности Белого моря и в его толще за длительный период времени. Также должны быть рассмотрены вопросы образования

различными загрязнителями сложных химических соединений, их разбавление, испарение и депонирование.

Безусловно, при сохранении существующих тенденций антропогенного влияния в районе Белого моря экологическая ситуация здесь в будущем заметно ухудшится. Это проявится в изменении температурного режима Белого моря посредством механизмов, рассмотренных в данном разделе.

Заключение

В монографии показаны результаты исследования изменчивости температуры поверхностного слоя Белого моря. Их можно разделить на несколько групп.

1. По структуре пространственно-временной изменчивости гидрофизических параметров Белого моря.

Исследовалась изменчивость ТПС Белого моря в следующих интервалах: межгодовой, внутригодовой, сезонный, синоптический и мезомасштабный. Показано, что во временном ходе температуры поверхностного слоя Белого моря доминирует сезонная изменчивость, вклад которой в общую температурную изменчивость Белого моря, по данным девяти гидрометеорологических станций, колеблется в пределах 50 %. По результатам спектрального и вейвлетного анализа нами выделены основные частоты квазипериодической изменчивости ТПС Белого моря. Установлено, что основной вклад в изменчивость межгодовых колебаний вносят квазидвухлетние и квазипятилетние периоды. Близкие цикличности проявляются во временных рядах температуры воды Северной Атлантики, а также в изменчивости теплосодержания вод системы течений Гольфстрим. Наиболее низкие значения среднегодовой температуры воды Белого моря отмечались в середине 60-х и конце 70-х гг., а максимальные – в конце 80-х и середине 90-х гг. XX в., что согласуется с тенденциями глобальных изменений температуры воды Мирового океана. Кроме того, замечено общее увеличение ТПС Белого моря за период 1977–1999 гг. порядка 0,5 °С. На станции Инцы наблюдается положительный тренд (1 °С/20 лет), а, например, на станциях Кандалакша, Гридино, Жужмуй за это же время температурный тренд составил 0,1–0,5 °С/20 лет. Мезомасштабная изменчивость ТПС оценивалась по результатам экспедиций автора в летний и зимний сезоны. Колебания ТПС, связанные с приливо-отливными течениями Белого моря, оценивались в отдельных районах заливов: Двинском, Онежском, Чупинской губе.

Использование современных моделей термогидродинамики (Neelov, Savchuk, 2003; Чернов, 2011) позволило оценить температурную изменчивость Белого моря на новом современном уровне. Это особенно актуально, когда натурных данных для анализа недостаточно.

2. По внутригодовому ходу ТПС Белого моря.

Максимальная амплитуда внутригодовых колебаний приходится на «теплые» годы. В работе использована стохастическая модель внутригодового хода ТПС Белого моря. Ранее она применялась для описания температурного хода Онежского озера (Ефремова, Петров, 1992), позднее использована для морского объекта (Толстикова, Петров, 2006). По модельным кривым описаны закономерности изменения ТПС Белого моря, включая нахождение моментов максимума и продолжительность периодов минимума, установление точек перехода через 0 °С весной и осенью, определение смены весеннего повышения температуры с возрастанием скорости на повышение с замедлением скорости, момент смены осеннего понижения температуры с возрастанием скорости на понижение с замедлением скорости, а также оценивание продолжительности и характера периодов нагревания и охлаждения воды. Модель позволяет выполнять расчеты времени замерзания и освобождения портов Белого моря ото льда, обосновывать выбор районов рыбозаповедения, развития марикультуры, рекреационной деятельности. Внутригодовой режим также был оценен по численной трехмерной модели термогидродинамики Белого моря (Чернов, Толстикова, 2014).

3. По изучению взаимодействия океана и атмосферы.

На основе корреляционного анализа показана связь индексов глобальных осцилляций NAO, AO, CAI, PNA, SOI, ONI, индекса бароклинного переноса Гольфстрима с изменчивостью температуры поверхностного слоя Белого моря. В расчетах использованы данные с девяти гидрометеорологических станций (Кандалакша, Чаваньга, Гридино, Соловки, Жужмуй, Жижгин, Унский маяк, Мудьюг, Инцы), а также значения температур, полученные в результате термогидродинамического моделирования на трехмерной численной модели (Neelov, Savchuk, 2003). Коэффициент взаимной корреляции индексов NAO и ТПС Белого моря для отдельных лет, например 80-х гг. XX в., составляет 0,62, а в целом за 1977–1999 гг. $r = 0,55$. Связь ТПС Белого моря и NAO в первую очередь касается индексов NAO₁, показывающих разность давления между пунктами Понта-Делгада и Акюрейри

(Смирнов и др., 1998), а также $NAO_{об}$, характеризующих разность давления непосредственно между центрами действия атмосферы. Однако этот вопрос требует дополнительного изучения. Посредством удаленных связей на ТПС Белого моря также оказывают влияние и процессы Южного колебания.

4. По термогидродинамическому моделированию Белого моря.

В расчетах использовалась модель термогидродинамики и экосистемы моря И.А. Неелова–О.П. Савчука (Neelov, Savchuk, 2003) и модель Н.Г. Яковлева (2009) в модификации И.А. Чернова для условий Белого моря (Чернов, 2011). Получены и проанализированы модельные данные по 16 параметрам за период 1948–2007 гг. Отмечается, что за последние 10 лет температура поверхностного слоя имеет положительную тенденцию. Рассчитан водообмен между Белым и Баренцевым морями, равный $187 \text{ км}^3/\text{год}$. Кроме того, проанализированы результаты модельных расчетов по модели Е.В. Семенова (2004). Сейчас ведется активная работа по постановке задач и решению численных экспериментов с помощью модели Н.Г. Яковлева в модификации И.А. Чернова (Чернов, Толстиков, 2014). В ближайшем будущем с помощью этой модели станет возможно рассчитывать изменения температурного режима на перспективу, используя программу модификации климатических характеристик, и решать задачи, связанные с воздействием температуры на экосистемы Белого моря.

5. По экологической ситуации на акватории и в целом по всему водосбору Белого моря.

Здесь использовались в основном литературные данные, представленные исследователями за последние годы, хотя показаны и предварительные результаты численного моделирования распространения примеси в Двинском заливе. Показано, что экологическая ситуация на акватории и водосборе Белого моря в целом удовлетворительная, однако существуют локальные импактные зоны, где загрязнение близко к критическому. Такими районами моря являются вершины Двинского и Кандалакшского заливов, а также значительные по протяженности участки побережий. При сохранении наблюдающихся сейчас тенденций природопользования в районе Белого моря экологическая обстановка в ближайшем будущем здесь ухудшится.

Таким образом, можно отметить, что наибольший вклад в общую изменчивость ТПС Белого моря вносят ее сезонные колебания;

роль крупномасштабных процессов превалирует над воздействием региональных факторов в отдельных районах Белого моря, таких как, например, влияние морфометрии и глубины залива; Северо-Атлантическое колебание заметно влияет на изменчивость ТПС Белого моря.

Выполненные исследования существенно уточняют представления о крупномасштабной изменчивости температурного режима поверхностного слоя Белого моря при современных изменениях климата и участии человека и создают основы для выявления закономерностей изменения экосистем моря при возможных климатических и антропогенных воздействиях на водоем в будущем.

Литература

Адаменко В.Н., Кондратьев К.Я. Глобальные изменения климата и их эмпирическая диагностика // Антропогенное воздействие на природу Севера и его экологические последствия / Ред. Ю.А. Израэль, Г.В. Калабин, В.В. Никонов. Апатиты, 1999. С. 17–34.

Актуальные проблемы океанологии / Гл. ред. Н.П. Лаверов; Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова. М.: Наука, 2003. 635 с.

А.И. Воейков и современные проблемы климатологии. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 284 с.

Алексеева И.А., Шишков Ю.А Циклоническая деятельность над Северной Атлантикой и Эль Ниньо в 1980-е годы // Океанология. 1997. Т. 37, № 6. С. 812–818.

Альтишлдер В.М., Суставов Ю.М. К энергетическому обмену между Белым и Баренцевым морями // Труды ПИНРО. 1970. Вып. 27.

Аметистова Л.Е., Добролюбов С.А., Гулев С.К. Изменчивость деятельного слоя Северной Атлантики по гидрологическим данным и значениям потоков тепла и влаги на поверхности // Океанология. 2001. Т. 41, № 3. С. 344–355.

Андреев Н.П. Очерки Белого моря в гидрологическом и метеорологическом отношении // Зап. по гидрографии. 1888. С. 39–136.

Анисимов М.В., Иванов Ю.А., Субботина М.М. Климатический массо-тепло-солеобмен Арктического бассейна с Северной Атлантикой // Океанология. 2001. Т. 41, № 2. С. 165–171.

Арсеньева Н.Я. Тепловой баланс Белого моря и его изменения во времени и пространстве // Труды ГОИН. 1964. Вып. 81. С. 62–93.

Астафьева Н.М., Раев М.Д. Влияние крупномасштабного удаленного атмосферного окружения на траектории тропических циклонов // Современ. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса: Физ. основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов: Сб. науч. ст. Т. 7. М.: До-Мира, 2010. № 1. С. 61–74.

Астафьева Н.М., Раев М.Д., Комарова Н.Ю. Региональная неоднородность климатических изменений // Соврем. проблемы дистанц.

зондирования Земли из космоса: Физ. основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. Сб. ст. 2008. Вып. 5. Т. II. С. 1–12.

Атлас Белого моря с прилежащими заливами Онежским и Кандакшским, сочинил генерал-лейтенант Голенищев-Кутузов. СПб., 1825–1827.

Атлас Белого моря / Сост. при Гидрографическом депо Главного морского штаба Е. И. В. по наблюдениям и промеру, произведенным с 1827 по 1833 г. под начальством капитан-лейтенанта Рейнеке. Гравир. 1833 года. СПб.: Гидрогр. департ. Морского м-ва, 1833. 14 л. Приложение. Гидрографическое описание северного берега России, составленное капитан-лейтенантом М. Рейнеке в 1833 году: в 2 ч. Ч. I: Белое море. 1850. 567 с. разд. паг., карт., ил.; Ч. II: Лапландский берег. 1843. 373 с. разд. паг., табл., ил.

Атлас биологического разнообразия морей и побережий российской Арктики. М.: WWF России, 2011. 64 с.

Бабков А.И. Гидрология Белого моря. СПб.: Беломорская биостанция, 1998. 94 с.

Бабков А.И., Голиков А.Н. Гидробиокомплексы Белого моря. Л.: Изд. Зоол. ин-та АН СССР, 1984. 104 с.

Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С. и др. Тектоника и глубинное строение земной коры Белого моря и прилегающих территорий. Геология полярных областей Земли // Материалы XLII Тектонического совещ. Т. 1. 2009. С. 37–41.

Бардин М.Ю. Изменчивость температуры воздуха над западными территориями России и сопредельными странами в XX веке // Метеорология и гидрология. 2002. № 8. С. 5–23.

Бек Т.А., Колбасов Г.А., Соколов К.В. Экосистема Белого моря как развязка массопотоков суша-океан // Вековые изменения морских экосистем Арктики. Климат, морской перигляциал, биопродуктивность (сборник научных трудов). Апатиты: ММБИ, Мин. пром-сти, науки и технологий РФ, 2001. С. 71–81.

Белое море. Биологические ресурсы и проблемы их рационального использования. Исследование фауны морей. Вып. 42(50). В 2-х ч. СПб.: Изд. Зоол. ин-та РАН, 1995.

Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов / Под ред. Н.Н. Филатова, А.Ю. Тержевика. Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 2007. 335 с.

Белое море: Справочник «Проект “Моря СССР”». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 240 с.

Белоненко Т.В., Фукс В.Р., Шилов И.О. Вейвлет-анализ межгодовой изменчивости уровня океана // Материалы докладов XII съезда РГО. Т. 5 «Мировой океан, водоемы суши и климат». СПб., 2005. С. 91–96.

Бердников С.В. Прогнозирование изменений в морских экосистемах на основе математических моделей // Современные информационные и биологические технологии в освоении ресурсов шельфовых морей. М.: Наука, 2005. С. 60–82.

Биологические ресурсы Белого моря. М.: Изд-во МГУ, 1990. 208 с.

Биология Белого моря. В 5 т. М.: Изд-во МГУ, 1980.

Биологический атлас морей Арктики 2000: планктон Баренцева и Карского морей / Г. Матишов, П. Макаревич, С. Тимофеев, Л. Кузнецов, Н. Дружков, В. Ларионов, В. Голубев, А. Зуев, Н. Адров, В. Денисов, Г. Ильин, А. Кузнецов, С. Денисенко, В. Савинов, А. Шавыкин, И. Смоляр, С. Левитус, Т. О'Брайан, О. Баранова. Мурманск: ММБИ КНЦ РАН, 2000.

Бойцов В.Д. Долгопериодные колебания температуры воздуха в Северной Атлантике и Северо-Европейском бассейне // Изв. РГО. 2008. Т. 140. Вып. 2. С. 6–11.

Боровиков В.П. Статистика: искусство анализа данных на компьютере. СПб.: Питер, 2001. 656 с.

Брызгалов В.А., Иванов В.В. Многолетняя и сезонная изменчивость химического стока рек Белого моря в условиях антропогенного воздействия // Экологическая химия. 2002. Т. 11(2). С. 91–104.

Будыко М.И., Ефимова Н.А., Строкина Л.А. Эмпирические оценки изменения климата к концу XX столетия // Метеорология и гидрология. 1999. № 12. С. 5–12.

Булгаков Н.П., Артамонов Ю.В., Библик В.А. и др. Аномальные явления в Атлантике в феврале–мае 1998 г. // Океанология. 2001. Т. 41, № 2. С. 201–206.

Бурке А.К. Материалы для составления Атласа льдов Белого моря // Зап. по гидрографии. 1932. № 61. С. 71–81.

Бышев В.И. Синоптическая и крупномасштабная изменчивость океана и атмосферы. М.: Наука, 2003. 344 с.

Вальдман К.Н. Об изображении Белого моря на картах XV–XVII вв. // История географических знаний и открытий на Севере Европы (сборник статей). Л., 1973. С. 88–108.

Взаимодействие океана и атмосферы в Северной полярной области. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 176 с.

Вудс Дж.Д. Теория информации в приложении к экспериментам в верхнем слое океана // Моделирование и прогноз верхних слоев океана. Л.: Гидрометеиздат, 1979. С. 312–336.

Гальшиева Ю.А. Экологические факторы морской среды: Учеб. пособие. Владивосток: Изд. Дальневосточного ун-та, 2009. 99 с.

Гершанович Д.Е., Карпевич А.Ф. К проблеме антропогенного воздействия на морские экосистемы // Антропогенное воздействие на прибрежно-морские экосистемы. Сб. науч. тр. М.: ВНИРО, 1986. С. 5–12.

Гидробиологические исследования на Карельском побережье Белого моря: Исследование фауны морей. Вып. 7 (15). Л.: Наука, 1967. 212 с.

Гидрологические исследования ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1986. 208 с.

Гирдюк Г.В., Кириллова Т.В. Методика расчета составляющих радиационного баланса поверхности океана // Метеорология и гидрология. 1974. № 12. С. 63–69.

Государственный доклад о состоянии окружающей среды Республики Карелия в 2011 году. Петрозаводск: Мин-во по природопользованию и экологии РК, 2012. 294 с.

Государственный доклад о состоянии окружающей среды Республики Карелия в 2012 году. Петрозаводск: Мин-во по природопользованию и экологии РК. 2013. 328 с.

Государственный доклад о состоянии окружающей среды Республики Карелия в 2013 году. Петрозаводск: Мин-во по природопользованию и экологии РК. 2014. 300 с.

Груза Г.В., Бардин М.Ю., Ранькова Э.Я. и др. Об изменениях температуры воздуха и атмосферных осадков на территории России в XX веке // Состояние и комплексный мониторинг природной среды и климата. Пределы изменений / Ред. Ю.А. Израэль. М., 2001. С. 18–40.

Груза Г.В., Коровкина Л.В. Сезонные особенности пространственного распределения индексов блокирования в Северном полушарии // Метеорология и гидрология. 1991. № 3. С. 108–110.

Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Колебания и изменения климата на территории России // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39, № 2. С. 166–185.

Дворкин Е.Н., Кочанов С.Ю., Смирнов Н.П. Североатлантическое колебание и многолетние изменения уровня Северного Ледовитого океана // Метеорология и гидрология. 2000. № 3. С. 78–84.

Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. 156 с.

Дерюгин К.К., Степанюк И.А. Морская гидрометрия. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 392 с.

Дерюгин К.М. Фауна Белого моря и условия ее существования. Л.: Изд. Гос. Гидрол. ин-та, 1928. 510 с.

Джеймс Р. Прогноз термической структуры океана / Пер. с англ. М.Г. Глаголева и др. Л.: Гидрометеорологическое изд., 1971. 160 с.

Джиганишин Г.Ф., Полонский А.Б. Многомасштабная изменчивость расходов Гольфстрима // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2008. Вип. 6. С. 198–205.

Дианов М.Б., Котов С.В., Некрасов А.В. и др. Результаты гидродинамического моделирования полусуточных приливов в Белом море. Петрозаводск: Карельский фил. АН СССР, 1990. 20 с.

Диксон Р., Майнке Й. Океанографические условия Атлантики в 1998–1999 гг. и их постепенное восстановление после экстремальных воздействий // Сб. докл. Междунар. симпозиума «100 лет океанографических наблюдений на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море». Мурманск: Изд-во ПИНРО, 2005. С. 130–144.

Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: МГУ, 1982. 192 с.

Долотов Ю.С. Процессы рельефообразования и осадконакопления на приливных побережьях Мирового океана. М.: Научный мир, 2010. 180 с.

Долотов Ю.С., Римский-Корсаков Н.А., Теликовский А.А. и др. Особенности рельефа, поверхностных донных осадков и строения осадочной толщи в различных зонах эстуария реки Кемь (Белое море) // Океанология. 2005. Т. 45, № 6. С. 927–935.

Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Петров М.П. и др. О характере природных процессов в фазы прилива и отлива в эстуариях Карельского побережья Белого моря // Океанология. 2004. Т. 44, № 5. С. 1–9.

Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П. и др. Комплексные исследования в Онежском заливе Белого моря и эстуарии реки Онега в летний период // Океанология. 2008. Т. 48, № 2. С. 276–289.

Доманицкий А.П., Дубровина Р.Г., Исаева А.И. Реки и озера Советского Союза. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 104 с.

Доронин Ю.П. Взаимодействие атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 288 с.

Доценко С.В. Случайные процессы в гидрофизических измерениях. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 240 с.

Драйпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. М.: Финансы и статистика, 1986. Т. 2. 350 с.

Дроздов В.В. Влияние крупномасштабных параметров циркуляции атмосферы на уровенный режим Белого моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 1 (87). С. 65–73.

Дьяконов В.П. Вейвлеты. От теории к практике. М.: СОЛОН-Р, 2002. 448 с.

Евзеров В.Я. Морские бассейны в Беломорской котловине. Геология полярных областей Земли // Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. 2009. С. 188–190.

Европейский Север России: прошлое, настоящее, будущее // Материалы междунар. науч. конф. Архангельск, 1999. 394 с.

Егоров К.Д. За Русский Север. Мурманск: Книж. ред. «Полярной правды», 1957. 105 с.

Елисов В.В. Расчет теплового баланса Белого моря // Труды ГОИН. 1985. Вып. 174. С. 107–112.

Елисов В.В. Оценка водного, термического и солевого балансов Белого моря // Метеорология и гидрология. 1997. № 9. С. 83–93.

Ефремова Т.В., Петров М.П. Моделирование термического режима глубоководной зоны Большой губы Повенецкого залива // Большая губа Повенецкого залива Онежского озера. Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 1992. С. 12–18.

Ефремова Т.В., Петров М.П. Многолетние характеристики термического режима Онежского озера. Деп. ВИНТИ 14.04.95. № 1033-B95. 1995. 30 с.

Ефремова Т.В., Петров М.П. Характеристики термического режима Онежского озера // Ладожское озеро. Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 2000. С. 330–335.

Жаромскис Р., Сорокин А. Современные процессы седиментации и их роль в формировании ландшафта в губах Карельского берега Белого моря // Экология. 1991. № 2. С. 36–47.

Железняков Г.В., Данилевич Б.Б. Точность гидрологических измерений и расчетов. Л.: Гидрометеорологическое изд., 1966. 240 с.

Жуков Л.А. Общая океанология. Л.: Гидрометеониздат, 1978. 378 с.

Захарова Е.А., Савенко В.С. Фосфор в устьях рек Кандалакшского залива Белого моря // Водные ресурсы. 1997. Т. 24, № 4. С. 503.

Здоровеннов Р.Э., Лифшиц В.Х., Фукс В.Р. Приливные движения и перенос примеси в эстуарии реки Онеги // Океанология. 2001. Т. 41, № 5. С. 680–685.

Здоровеннов Р.Э. Приливной перенос примеси в прибрежных районах Белого моря: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Мурманск, 2004. 26 с.

Зенкевич А.А. Моря СССР их фауна и флора. М.: Учеб.-пед. изд. мин. просвещ. РСФСР, 1956. 424 с.

Зенкевич Л.А. Фауна и биологическая продуктивность моря. М.: Советская наука, 1951. Т. 1. 506 с.

Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд. Главсевморпути, 1945. 360 с.

Зубов Н.Н. Отечественные мореплаватели-исследователи морей и океанов. М.: Географгиз, 1954. 476 с.

Излев Л.С. Влияние аэродисперсных систем на динамические и другие климатообразующие процессы в атмосфере. Ч. 1. Начала физики погодо- и климатообразования (Природные и техногенные аэрозоли). СПб.: ВВМ, 2009. Т. 2. 285 с.

Инжебейкин Ю.И. Колебания уровня Белого моря. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 152 с.

Инжебейкин Ю.И. Колебания уровня Белого моря: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. 25.00.28. СПб., 2004. 44 с.

Инжебейкин Ю.И. Формирование экстремальных уровней в Белом море: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1988. 25 с.

Кадашова Н.А. Физико-географические аспекты природопользования в Белом море: Дис. ... канд. геогр. наук. М., 2011. 175 с.

Карпечко Ю.В., Нестеренко И.М., Осипов В.В. Изменения стока с осушаемых болот и заболоченных земель при их эксплуатации в сельскохозяйственном производстве // Вод. ресурсы. 2004. Т. 31, № 4. С. 401–406.

Карпинский А.П. Очерки геологического прошлого Европейской России. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 206 с.

Кендалл М.Дж., Стьюарт А. Многомерный статистический анализ и временные ряды. М.: Наука, 1976. 736 с.

Клеванный К.А. Моделирование длинноволновых процессов в геофизической гидродинамике: Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. СПб., 1999. 314 с.

Климат Карелии: изменчивость и влияние на водные объекты и водосборы / Отв. ред. Н.Н. Филатов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 224 с.

Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1989.

Климат России / Под ред. Н.В. Кобышевой. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 656 с.

Книпович Н.М. О рыбных и морских звериных промыслах Архангельской губернии. СПб., 1897. Вып. 1–4. 163 с.

Книпович Н.М. Гидрология морей и солоноватых вод. М.; Л.: Пищепромиздат, 1938. 514 с.

Колебания уровня в морях: Сб. науч. трудов. СПб.: РГГУ, 2003. 144 с.

Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна. Вып. 1. Апатиты. Изд. ММБИ, 2004. 560 с.

Комплексные исследования процессов, характеристик и ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна. Вып. 2. Апатиты. Изд. ММБИ, 2007. 636 с.

Комплексные исследования экосистемы Белого моря / Под ред. В.В. Сапожникова: Сб. науч. трудов. М.: ВНИРО, 1994. 123 с.

Кондратьев К.Я. Глобальный климат. СПб., 1992. 357 с.

Кондратьев К.Я. Приоритеты глобальной климатологии // Изв. РГО. 2004. Т. 136. Вып. 2. С. 1–25.

Кондратьев К.Я., Ивлев Л.С. Климатология аэрозолей и облачности (Природные и техногенные аэрозоли). СПб.: ВВМ, 2008. Т. 1. 555 с.

Кондратьев С.А., Ефимова Л.К., Маркова Е.Г. Оценка изменений гидрологического режима водосбора и притока в озеро в зависимости от изменений климата // Ладожское озеро: прошлое, настоящее, будущее. СПб., 2002. 292 с.

Коросов А.А. Разработка и применение процедуры комплексного дистанционного зондирования для исследования внутриводных процессов в морях и крупных озерах: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. СПб., 2007. 26 с.

Кравец А.Г. Приливы и их моделирование в Белом море // Проблемы Белого моря. Архангельск, 1981. С. 36–38.

Кравчишина М.Д. Взвешенное вещество Белого моря и его гранулометрический состав. М.: Науч. мир, 2009. 264 с.

Кузнецов В.В. Белое море и биологические особенности его флоры и фауны. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 322 с.

Леонов А.В., Сапожников В.В. Биогидрохимическая модель трансформации органических веществ и ее применение для расчета первичной продукции в Охотском море // Комплексные исследования Охотского моря. М.: Изд. ВНИРО, 1997. С. 143–166.

Леонов А.В., Филатов Н.Н., Здоровеннов Р.Э., Здоровеннова Г.Э. Функционирование экосистемы Белого моря: исследование на основе математической модели трансформации органогенных веществ // Водные ресурсы. 2004. Т. 31, № 5. С. 556–575.

Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34, № 5. С. 735–747.

Литосфера и гидросфера Европейского Севера России. Геоэкологические проблемы. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 408 с.

Лифшиц В.Х., Титов В.С. Основные результаты натурных гидрофизических исследований Онежского залива Белого моря // Исследование некоторых элементов экосистемы Белого моря и его бассейна. Петрозаводск, 1985. С. 10–14.

Лоренц Г.К., Цуриков В.Л. Исследования по физической и химической океанографии Белого моря (историческая справка) // Итоги и перспективы изучения биологических ресурсов Белого моря. Л., 1983. С. 14–17.

Лоция Белого моря. СПб.: Мин. обороны СССР. ГУНиО, 1995. № 1110. 336 с.

Лунева М.В. Исследование динамики вод Белого моря на основе численного моделирования: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1998. 23 с.

Май Р.И. Моделирование нелинейных приливных явлений в Белом море // V Российская науч.-техн. конф. «Современное состояние и проблемы навигации и океанографии» («НО-2004»). СПб., 2004. С. 81–82.

Май Р.И., Фукс В.Р. Нелинейные баротропные приливные явления и остаточная приливная циркуляция в Белом море // VII Междунар. специализированная выставка и конференция «АКВАТЕРРА-2004». Сборник материалов по конференции. Санкт-Петербург, 2004. С. 197–201.

Максимов Е.В. Ритмы на Земле и в космосе. СПб.: Изд-во СПб ун-та, 1995. 324 с.

Максимова М.П. Использование метода главных компонент в экосистемных исследованиях Белого моря // Водные ресурсы. 1986. № 3. С. 106–112.

Максимова М.П. Экосистема Белого моря и проблемы, связанные с ее изучением // Материалы VIII регион. науч.-практ. конф. «Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря». Беломорск, 2001. С. 14–18.

Максимова М.П. Эстуарная иерархическая система Белого моря. Препринт доклада. Петрозаводск: Ин-т водн. проблем Севера КарНЦ РАН, 2012. 48 с.

Матишов Г.Г., Берестовский Е.Г., Матишов Д.Г. и др. Биоокеанографические признаки похолодания в Западной Арктике // Докл. РАН. 1999. Т. 368, № 2. С. 254–258.

Матишов Г.Г., Воронцов А.В., Голубева Н.И. и др. Океанографические и биологические исследования арктических морей по трассе Севморпути в 1999 г. Препр. Мурманск: Изд-во ММБИ, 1999. 72 с.

Матишов Г.Г., Зуев А.Н., Голубев В.А. и др. Климатический атлас морей Арктики 2004: Часть Базы данных Баренцева и Белого морей – океанография и морская биология. Silver Spring, MD, 2004. 148 с.

Метеорологический ежемесячник. Архангельская обл. Архангельск, 1968. Вып. 1. Ч. 2.

Методы гидрохимических исследований океана. М.: Наука, 1978. 272 с.

Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР. М.: Мысль, 1972. 520 с.

Мирвис В.М., Мелешко В.П., Гаврилина В.М. и др. Воспроизводимость Североатлантического колебания по результатам гидродинамических прогнозов на месяц и сезон, его предсказуемость и связь с качеством прогнозирования аномалий температуры воздуха на территории России // Тр. Глав. геофизич. обсерватории им. А.И. Воейкова. СПб., 2009. Вып. 560. С. 7–33.

Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.М. Изменчивость Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 264 с.

Морозов Н. Руководство для плавания во льдах Белого моря. Петроград, 1921. 69 с.

Морфоструктура и морфоскульптура платформенных равнин СССР и дна омывающих его морей. М.: Наука, 1986. 192 с.

Назарова Л.Е. Изменчивость средних многолетних значений температуры воздуха в Карелии // Изв. РГО. 2014. Т. 146. Вып. 4. С. 27–33.

Наливкин Д.В. Очерки по геологии СССР. Л.: Недра, 1980. 160 с.

Наумов А.Д., Федяков В.В. Вечно живое Белое море. СПб.: Изд. СПб город. дворца творчества юных, 1993. 336 с.

Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.

Океанографические условия и биологическая продуктивность Белого моря: Аннотированный атлас. Мурманск: Изд. ПИНРО, 1991. 115 с.

Пальшин Н.И., Ефремова Т.В. Стохастическая модель годового хода температуры поверхности воды в озерах // Метеорология и гидрология. 2005. № 3. С. 85–94.

Пановский Г.А., Брайер Г.В. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 244 с.

Пасецкий В.М. Михаил Францевич Рейнке: к изучению дисциплины / В.М. Пасецкий. М.: Наука, 1978. 151 с.

Привальский В.Е. Климатическая изменчивость (стохастические модели, предсказуемость, спектры). М.: Наука, 1985. 184 с.

Примаков И.М. Математическое моделирование поведения экосистем прибрежных районов Белого моря // VI–VII Междунар. семинары «Рациональное использование прибрежной зоны северных морей». Ч. II. СПб., 2004. С. 174–182.

Примаков И.М. Механизмы формирования пространственно-временной организации сообществ мезозoopланктона Белого моря // Исследование фауны морей. Т. 70(78). СПб.: ЗИН РАН, 2012. 137 с.

Проблемы изучения, рационального использования и охраны ресурсов Белого моря // Материалы IX междунар. конф. 11–14 октября 2004 г. Петрозаводск, 2005. 356 с.

Рожков В.А., Трапезников Ю.А. Вероятностные модели океанологических процессов. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 271 с.

Родионов А.А., Семенов Е.В., Зимин А.В. Развитие системы мониторинга и прогноза гидрофизических полей морской среды в интересах обеспечения скрытности и защиты кораблей ВМФ // Спец. науч.-истор. вып. СПбНЦ. 2012. Т. 5, № 2. С. 89–108.

Руководство по гидрологическим работам в океанах и морях. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 726 с.

Руководство по методам химического анализа морских вод / Под ред. С.Г. Орадовского. Л.: Гидрометеиздат, 1993. 208 с.

Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши / Под ред. А.Д. Семенова. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 541 с.

Сало Ю.А., Назарова Л.Е. Многолетняя изменчивость ледового режима Онежского озера в условиях нестационарности регионального климата // Изв. РГО. 2011. Т. 143. Вып. 3. С. 50–55.

Север Европейской части СССР. М.: Наука, 1966. 452 с.

Сезонные явления в жизни Белого и Баренцева морей. Исследование фауны морей. Вып. 13 (21). Л.: Наука, 1974. 328 с.

Семенов Е.В., Лунева М.В. О совместном эффекте прилива, стратификации и вертикального турбулентного перемешивания на формирование гидрофизических полей в Белом море // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. 1999. № 35. С. 660–678.

Семенов Е.В. Основы динамики и мониторинга Белого моря: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М., 2004. 37 с.

Семенов Е.В. Численное моделирование динамики Белого моря и проблема мониторинга // Изв. Рос. академии наук. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40, № 1. С. 128–141.

Серяков Е.И. Долгосрочные прогнозы тепловых процессов в Северной Атлантике. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 168 с.

Система Белого моря. Природная среда водосбора Белого моря. М.: Научный мир, 2010. Т. 1. 480 с.

Система Белого моря. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. Т. 2. 784 с.

Система Белого моря. Рассеянный осадочный материал гидросферы, микробные процессы и загрязнения. М.: Научный мир, 2013. Т. 3. 668 с.

Скибинский Л.Э. Роль геохимических барьеров в переносе и накоплении загрязняющих веществ в устьевых и прибрежных биотопах

Белого моря // Тез. докл. VIII Регион. науч.-практ. конф. «Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря». Беломорск, 16–18 апреля 2001. С. 51–53.

Смирнов Н.П. Долгопериодные ритмические явления в деятельности Гольфстрима // Изв. ВГО. 1965. № 5. С. 427–437.

Смирнов Н.П., Скляренко В.Л. Методы многомерного статистического анализа в гидрологических исследованиях. Л.: Изд-во ЛГУ, 1986. 192 с.

Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Качанов С.Ю. Северо-Атлантическое колебание и климат. СПб.: РГГМУ, 1998. 122 с.

Смирнова А.И., Терзиев Ф.С., Яковлева Н.П., Арсенчук М.О. Закономерности разномасштабной изменчивости элементов гидрометеорологического режима Белого моря, фоновые оценки их колебаний на современном этапе // Материалы VIII Регион. науч.-практ. конф. «Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря». Беломорск, 2001. С. 22–29.

Солянкин Е.В., Зозуля С.А., Кровнин А.С., Масленников В.В. Термохалинная структура и динамика вод Белого моря летом 1991 г. // Комплексные исследования экосистемы Белого моря: Сборник науч. трудов. М.: ВНИРО, 1994. С. 8–25.

Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. Вып. 1–3; 1968. Вып. 1–3.

Статистические методы в гидрологии / Пер. с англ. М.И. Русинова. Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1970. 272 с.

Суховой В.Ф. Моря Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 286 с.

Теоретические подходы к изучению экосистем морей Арктики и Субарктики. Апатиты, 1992. 164 с.

Тимонов В.В., Кузьмин П.П. Опыт приближенного определения теплового баланса Белого моря // Труды ГГИ. 1939. Вып. 8. С. 22–51.

Тимонов В.В. Схема общей циркуляции вод бассейна Белого моря и происхождение его глубинных вод // Труды Гос. океанограф. ин-та. 1947. Вып. 1. С. 118–131.

Толстиков А.В. Многолетняя изменчивость температурного режима Белого моря // Материалы междунар. конф. «Экология северных территорий России. Проблемы, прогноз ситуации, пути развития, решения». ИЭПС. Архангельск, 2002. Т. 1. С. 394–398.

Толстиков А.В. Параметризация внутригодового хода температуры воды в отдельных регионах Белого моря // Труды VI конф. «Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей». М., 2004. С. 260–263.

Толстиков А.В., Неелов И.А. Расчет водо- и массообмена через Горло Белого моря с использованием модели термогидродинамики и экосистемы моря // Матер. XI Всерос. конф. с междунар. уч. «Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря» (9–11 ноября 2010 г.). СПб.: ЗИН РАН, 2010. С. 188–189.

Толстиков А.В., Петров М.П. Средний многолетний температурный режим поверхностного слоя воды прибрежных районов Белого моря // Океанология. 2006. Т. 46, № 3. С. 344–350.

Толстиков А.В., Петров М.П. Стохастическая модель температурного режима поверхностного слоя воды Белого моря // Материалы IX Междунар. конф. «Проблемы изучения, рационального использования и охраны ресурсов Белого моря». Петрозаводск, 2005. С. 301–304.

Толстиков А.В. Изменчивость температурного режима поверхностного слоя воды Белого моря: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Мурманск, 2006. 26 с.

Толстиков А.В., Филатов Н.Н., Здоровеннов Р.Э. Белое море и его водосбор // Свид. о гос. рег. базы данных № 2010620435. 16 августа 2010 г.

Унгерман М.Н., Губер П.К. Техника океанологических наблюдений на поисковых и промысловых судах. М.: Пищевая пром-сть, 1973. 212 с.

Филатов Н.Н. Изменения климата Восточной Фенноскандии и уровня воды крупнейших озер Европы. Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 1997. 148 с.

Филатов Н.Н., Бояринов П.М., Здоровеннов Р.Э. и др. Оценка изменений Белого моря и его водосбора под влиянием климатических и антропогенных изменений // Материалы Междунар. конф. «Экология северных территорий России. Проблемы, прогноз ситуации, пути развития, решения». ИЭПС. Архангельск, 2002. Т. 1. С. 403–408.

Филатов Н.Н., Долотов Ю.С., Бояринов П.М. и др. Исследование термогидродинамических процессов и полей прибрежной зоны и эстуариев Белого моря // Гидроэкологические проблемы Карелии и использование водных ресурсов. Петрозаводск, 2003. С. 15–24.

Филатов Н.Н., Назарова Л.Е., Георгиев А.П. и др. Изменения и изменчивость климата европейского Севера России и их влияние на водные объекты // Арктика: экология и экономика. 2012. № 2 (6). С. 80–93.

Филатов Н.Н., Назарова Л.Е., Сало Ю.А., Семенов А.В. Динамика и прогноз изменения климата Восточной Фенноскандии // Гидроэкологические проблемы Карелии и использование водных ресурсов. Петрозаводск, 2003. С. 33–40.

Филатов Н.Н., Тержевик А.Ю., Неелов И.А. и др. Изменения экосистемы Белого моря под влиянием климатических и антропогенных факторов // Материалы IX Междунар. конф. «Проблемы изучения, рационального использования и охраны ресурсов Белого моря» 11–14 октября 2004 г. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2005. С. 314–317.

Филатов Н.Н., Толстиков А.В., Богданова М.С. и др. Создание информационно-системы и электронного атласа по использованию ресурсов Белого моря и его водосбора // Арктика: экология и экономика. 2014. № 3 (15). С. 18–29.

Флетчер К. Вычислительные методы в динамике жидкостей / Под ред. В.П. Шидловского, пер. с англ. А.И. Державиной. Т. 1. М.: Мир, 1991. 505 с.

Флора и фауна Белого моря: иллюстрированный атлас / Под ред. А.Б. Цетлина, А.Э. Жадан, Н.Н. Марфенина. М.: Т-во научных изданий КМК, 2010. 471 с.

Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М. Региональные особенности климатических изменений морского ледяного покрова в XX – начале XXI века и их причины // Лед и снег. № 3 (115). М.: Наука, 2011. С. 91–98.

Фукс В.Р. Оценка параметров динамико-стохастической модели океанографических полей на основе спутниковых измерений [на примере Белого моря] // Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7. Геология, география. 2008. Вып. 2. С. 67–75.

Фукс В.Р. Приливная гипотеза происхождения месячной и полумесячной изменчивости в поле температуры воды // Краткопериодная изменчивость океанологических условий в промысловых районах системы Куро시오. II–V ч. М.: Пищевая пром-сть, 1972. С. 99–102.

Химические процессы в экосистемах северных морей (гидрохимия, геохимия, нефтяное загрязнение) / Г.Г. Матишов, Л.Г. Павлова, Г.В. Ильин, Т.Л. Щекатурина, О.Г. Миронов, В.С. Петров. Апатиты: Мурманский морской биол. ин-т, 1997. 404 с.

Химия и биология морей. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 224 с.

Хромов С.П. Муссон как географическая реальность // Изв. ВГО. 1950. № 3. С. 225–246.

Цуриков В.Л., Зубакин Г.К. Оценка возможных изменений элементов ледового режима Белого моря в связи с изъятием части речного стока // Исследования ледяного покрова северо-западных морей. М., 1983. С. 36–43.

Чернов И.А. Моделирование крупномасштабного среднемесячного состояния Белого моря // Избр. труды Междунар. молодежной школы и конф. CITES-2011. Томск, Россия, 3–18 июля 2011 г. С. 102–105.

Чернов И.А., Толстиков А.В. Численное моделирование крупномасштабной динамики Белого моря // Труды КарНЦ РАН. № 4. Сер. Математическое моделирование и информационные технологии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. С. 137–142.

Шамраев Ю.И. Обеспечение народного хозяйства океанографической информацией. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 192 с.

Шевченко В.П., Лукашин В.Н. Количественное распределение взвеси в Белом море и в эстуариях рек, впадающих в Канда拉克шский залив, в июне 2000 г. // Тез. докл. VIII Регион. науч.-практ. конф. «Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря». Беломорск, 16–18 апреля 2001.

Шевченко В.П., Ананьев Р.А., Гусакова А.И. и др. Исследование системы Белого моря в июле в рейсе научно-исследовательского судна «Эколог» // Океанология. 2011. Т. 51, № 6. С. 1137–1140.

Шевченко В.П., Здоровеннов Р.Э., Кравчишина М.Д. и др. Системные исследования Белого моря в период летней межени 2009 г. в рейсе научно-исследовательского судна «Эколог» // Океанология. 2010. Т. 50, № 4. С. 666–670.

Шерстюков Б.Г., Исаев А.А. Метод кратной цикличности для анализа временных рядов и сверхдолгосрочных прогнозов на примере характеристик отопительного периода в Москве // Метеорология и гидрология. 1999. № 8.

Шнишкина Л.А. Гидрохимия. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 288 с.

Шнишко А.Р. Новое вычисление теплового баланса Белого моря // Метеорология и гидрология. 1948. № 5. С. 67–75.

Шулейкин В.В. Физика моря. М.: Изд. АН СССР, 1953. 992 с.

Экологический атлас России. М.: Карта, 2002. 128 с.

Экосистемы Онежского залива Белого моря. Л.: Изд. Зоол. ин-та АН СССР, 1985. 192 с.

Яковлев Н.Г. Воспроизведение крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948–2002 гг. Ч. 1: Численная модель и среднее состояние // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45, № 3. С. 1–16.

Global changes and the Barents Sea Region / Ed. by M.A. Lange, B. Bartling, K. Grosfeld. Münster: University of Münster, 1999. 470 p.

Belkin I.M., Levitus S., Antonov J., Malmberg S.-A. “Great salinity anomalies” in the North Atlantic // Progress in Oceanography. Narragansett: Pergamon, 1998. P. 1–68.

Berger V., Dahle S., Galaktionov K. et al. White Sea. Ecology and environment. St.-Petersburg: Tromso, 2001. 157 p.

Berger V.Ja., Naumov A.D., Usov N.V. et al. 36-years time-series (1963–1998) of zooplankton, temperature and salinity in the White Sea. St.-Petersburg, 2003. 362 p.

Bobylev L.P., Kondratyev K.Ya., Johannessen O.M. Arctic environment variability in the context of global change. Chichester: Praxis Publ., 2003. 471 p.

Chernov I. Numerical modelling of large-scale dynamics of the White Sea // Universal Journal of Geoscience. 2013. Vol. 1(3). P. 150–153.

Efremova T.V., Petrov M.P. Characteristics of thermal regime in Lake Onega // Proc. Third Intern. Lake Ladoga Symp., 1999. Joensuu, 2000. P. 202–206.

Filatov N.N., Pozdnyakov D.V., Johannessen O.M. et al. White Sea. Its marine environment and ecosystem dynamics influenced by global change. Chichester: Springer-Praxis Publ., 2005. 472 p.

Gulev S.K., Latif M., Keenlyside N., Park W., Koltermann K.P. North Atlantic Ocean control on surface heat flux on multidecadal timescales // Nature. 2013. № 499. P. 464–467.

Hibler W.D. A dynamic thermodynamic sea ice model // J. Phys. Oceanogr. 1979. Vol. 9. P. 815–846.

Johannessen O.M., Miles M.W., Shalina E. Two decades of microwave satellite observations of arctic sea ice variability and trends // Proc. IGARSS'99, July 1999, Hamburg. CD-ROM version.

Kaitala S., Shavykin A., Volkov V.A. Environmental GIS database for the White Sea // Proc. the Open source GIS-GRASS users conference 2002. Trento, Italy, 11–13 September 2002.

McNeil N., Chooprateep S. Modeling sea surface temperatures of the North Atlantic Ocean // Theor. Appl. Climatol. Wien: Springer-Verlag, 2014. № 116. P. 11–17.

Neelov I.A., Savchuk O.P. 3-D IO RAS-AARI coupled hydrodynamic-biogeochemical model of the White Sea (Final report of INCO-Copernicus Project “WHITESEA” No. ICA2-CT-2000-10014: «Sustainable management of the marine ecosystem and living resources of the White Sea»). 2003. 220 p.

Pantyulin A.N. Hydrological system of the White Sea // Oceanology. 2003. Vol. 43. P. 1–14.

Parkinson C.L., Washington W.M. A large-scale numerical model of sea ice // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84, № C1. P. 311–337.

Pozdnyakov D.V., Pettersson L.N., Johannessen O.M. et al. SeaWiFS maps water quality parameters of the White Sea // Int. J. Rem. Sens. 2003. Vol. 24, № 21. P. 4065–4071.

Savchuk O. Nutrient biogeochemical cycles in the Gulf of Riga: scaling up field studies with a mathematical model // *J. Mar. Syst.* 2002. № 32. P. 253–280.

Shevchenko V.S., Aliev R.A., Bizin M.A. et al. Multidisciplinary studies in the Chupa Bay, White Sea in March–April 2004 // *Seventh Workshop on Land Ocean Interactions in the Russian Arctic, LOIRA project, Moscow, November 15–18, 2004.* P. 124–125.

Sustainable management of the marine ecosystem and living resources of the White Sea (WHITESEA) / О.М. Йоханнесен, Л.Х. Петтерсон, Д.В. Поздняков, С. Каитала, Л. Бобылев, Н.Н. Филатов, В.В. Денисов, В.К. Донченко. Электр. Атлас Белого моря. 2003.

Вычислительный кластер ИПМИ КарНЦ РАН. Режим доступа: <http://cluster.krc.karelia.ru>

Данные реанализа NCEP/NCAR. Режим доступа: <http://www.esrl.noaa.gov>.

Геосервис «Космоснимки-Белое море». Режим доступа: <http://whitecoats.kosmosnimki.ru>

Загрязнение Белого моря. Атлас Белого моря ЕСИМО «Климат морей России и ключевых районов Мирового океана. Белое море». Режим доступа: <http://www.esimo.ru/atlas/Beloe/index.html>

Карта голландского картографа Юста де Хонда 1613 г. «*Nativus Sueciae adiacentiumque regnorum typus*». Режим доступа: <http://www.kolamap.ru/img/1613/1613.html>

Спутниковые данные. Режим доступа: <http://optics.ocean.ru>

Спутниковые данные Scanex. Режим доступа: <http://www.scanex.ru>

Спутниковые снимки ледяного покрова Белого моря. Режим доступа: http://planet.iitp.ru/Oper_pr/Ice_White.html

Электронный атлас Белого моря / Berger V., Naumov A., Usov N., Zubaha M. White Sea. Режим доступа: http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WH_SEA/WWW/HTML/atlas.html

IPCC. Climate Change 2013. The Physical Science Basis. 2014. Режим доступа: <http://www.climatechange2013.org/>

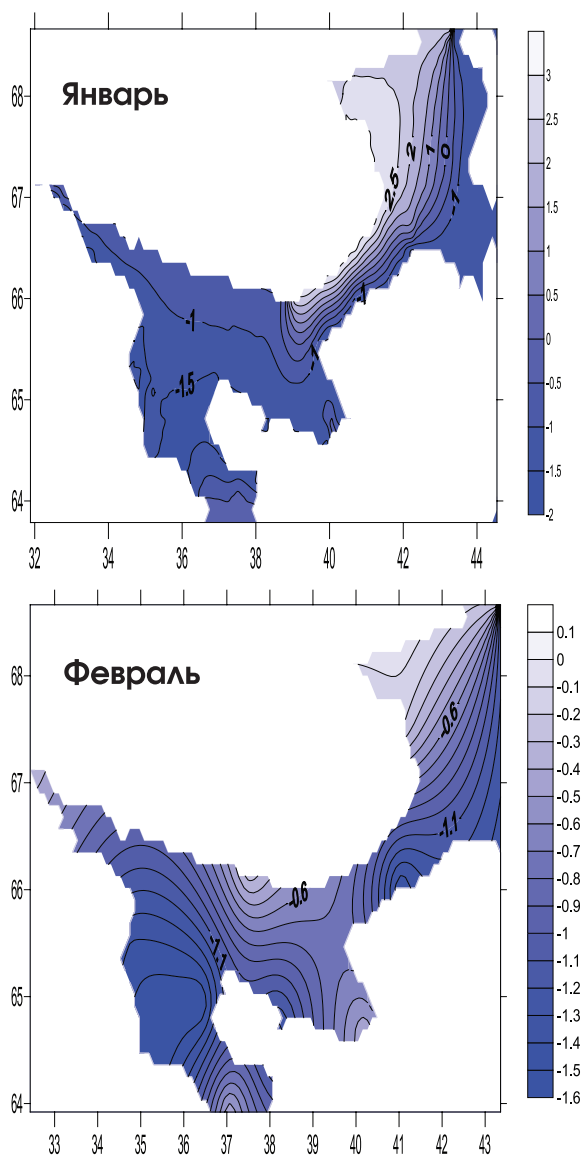
Nansen Environmental and Remote Sensing Center. Режим доступа: <http://www.nersc.no>

National oceanic and atmospheric administration. Режим доступа: <http://noaa.gov>

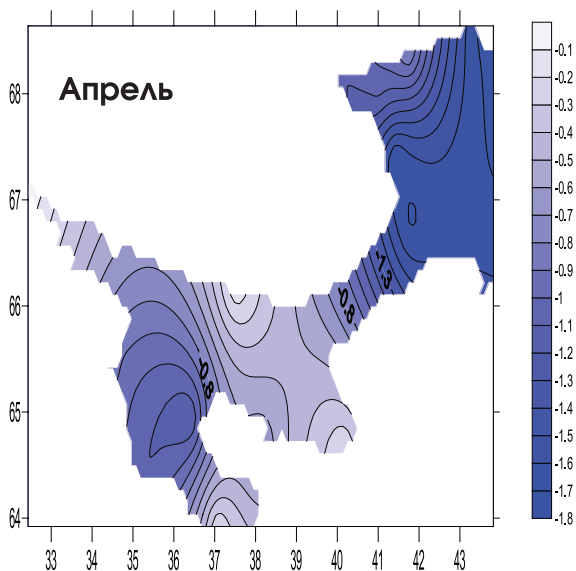
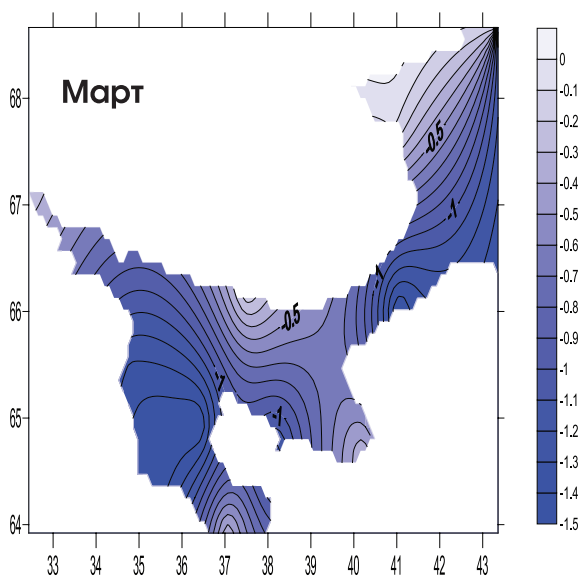
Ocean Color Web. Режим доступа: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>

Приложение 1

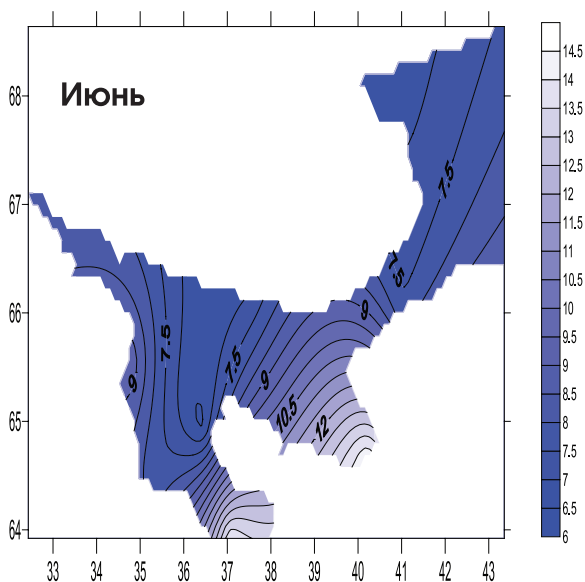
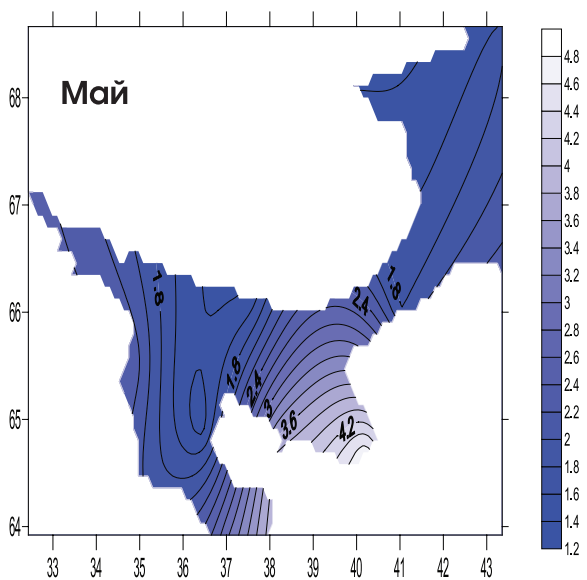
Интегральные карты ТПС Белого моря



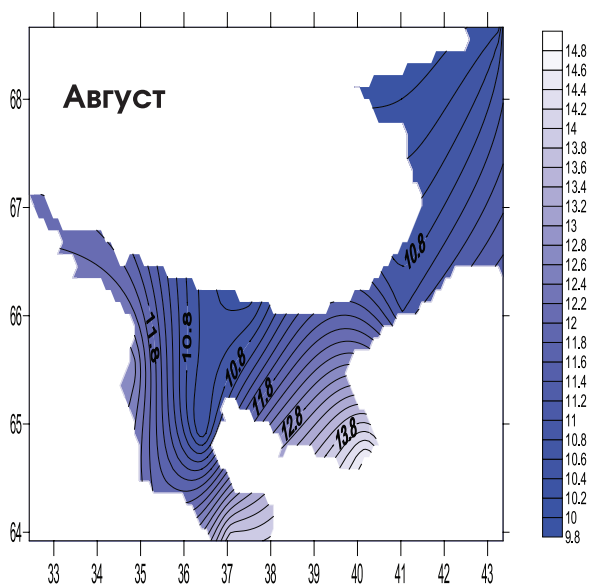
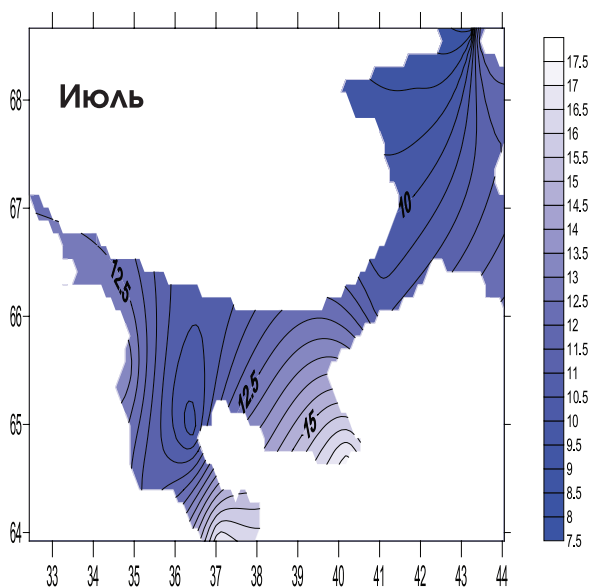
Продолжение



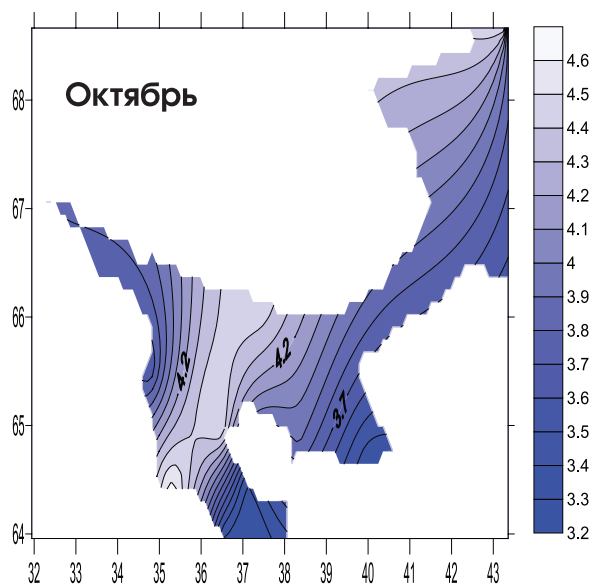
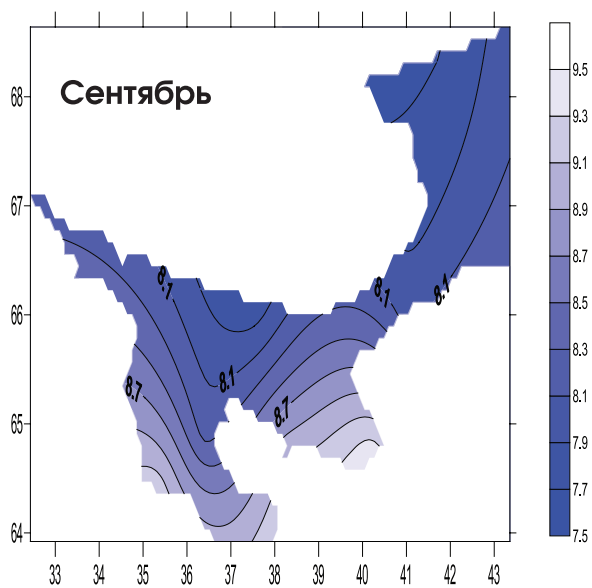
Продолжение



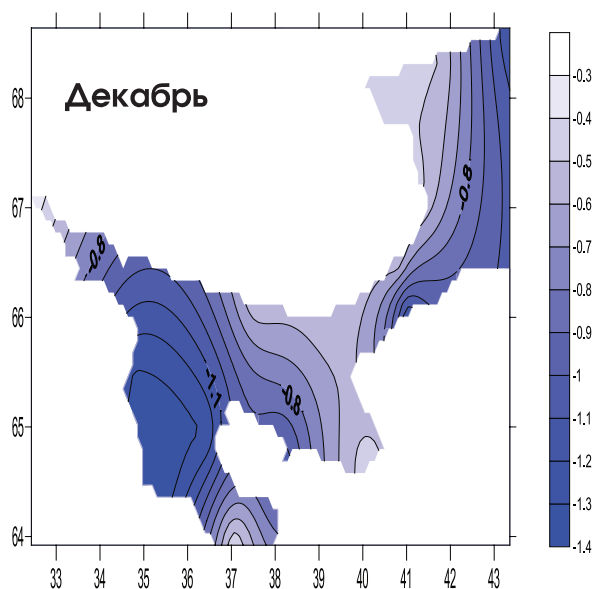
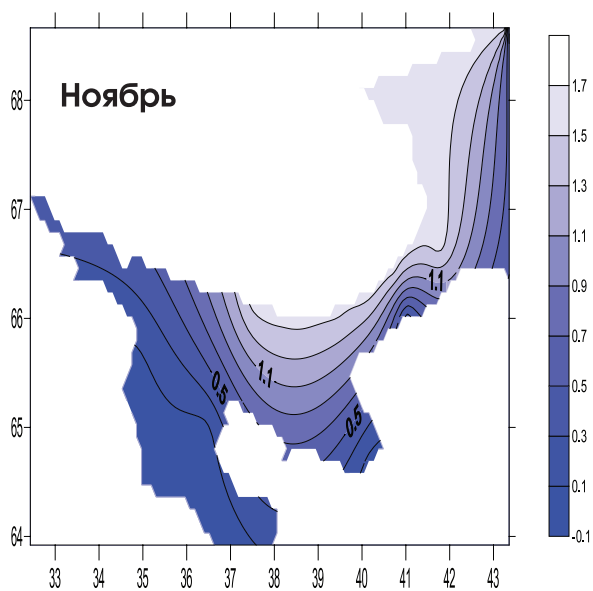
Продолжение



Продолжение



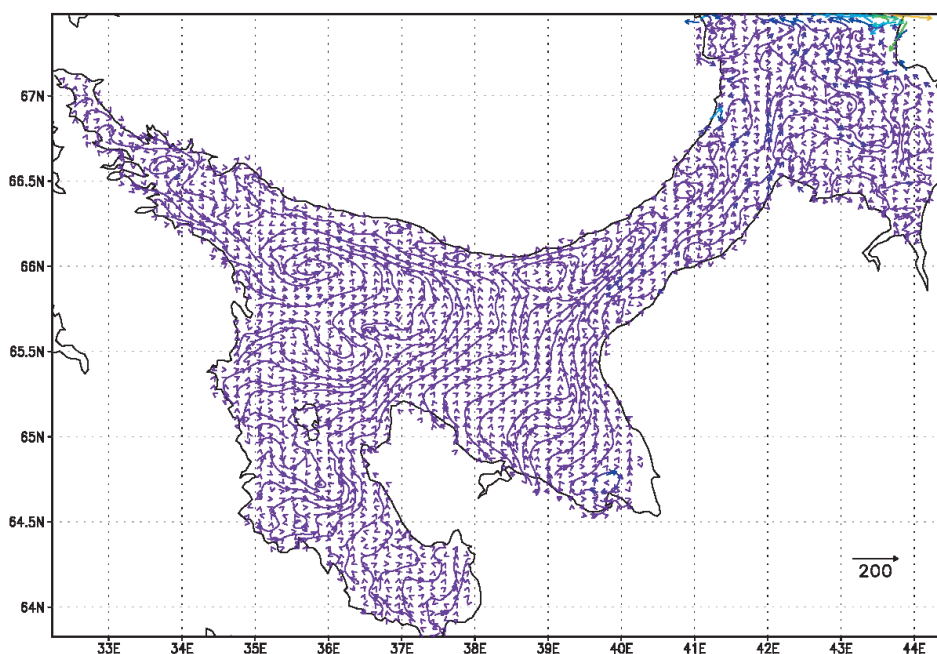
Окончание



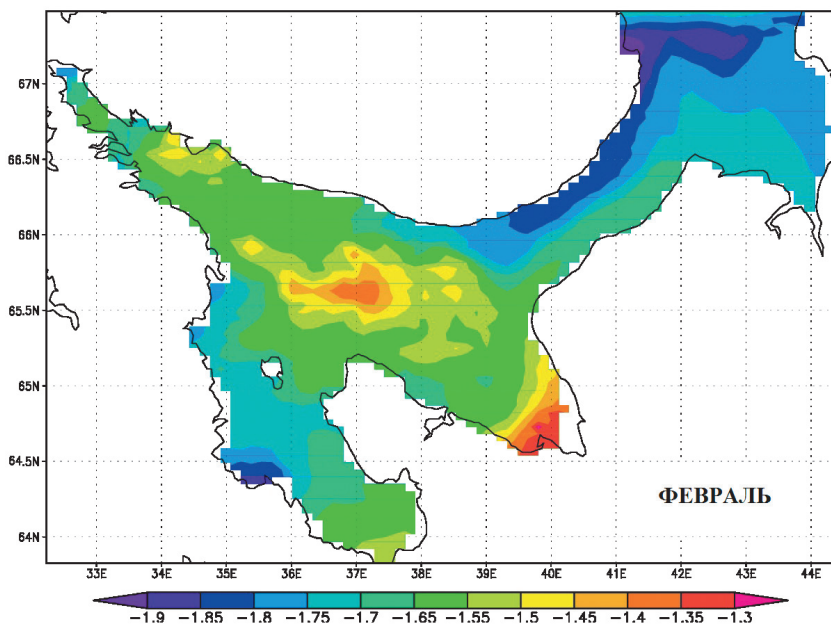
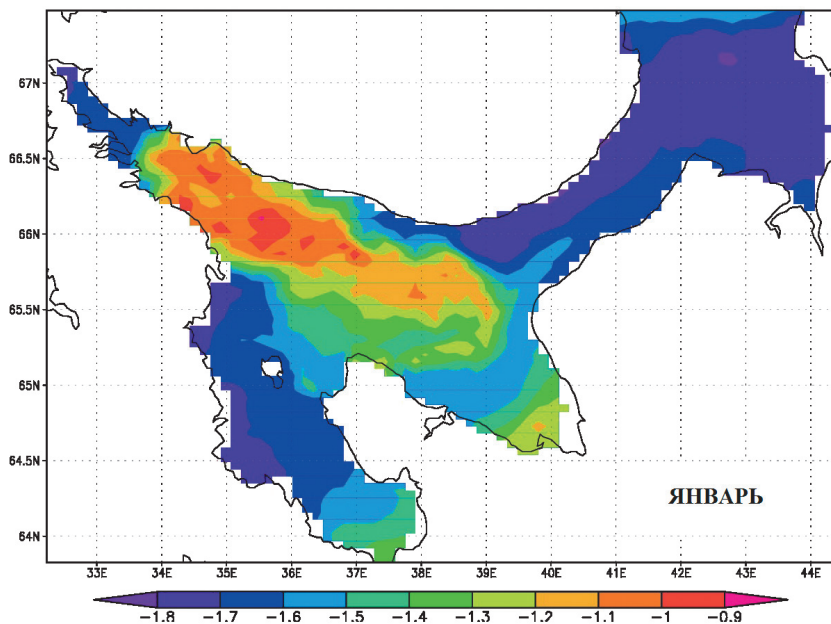
Приложение 2

**Карты, построенные по данным 3D модели
термогидродинамики**
(автор модели Н.Г. Яковлев,
модификация для условий Белого моря – И.А. Чернов)

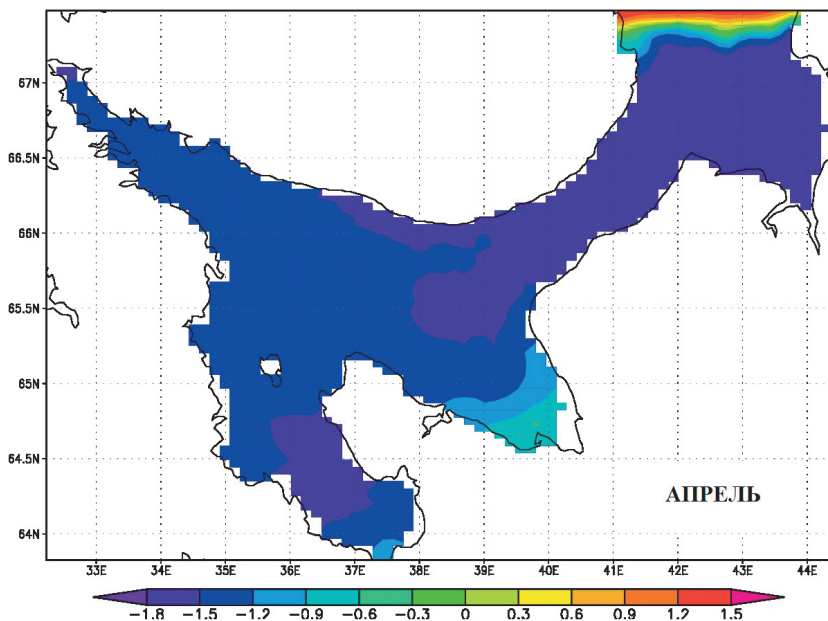
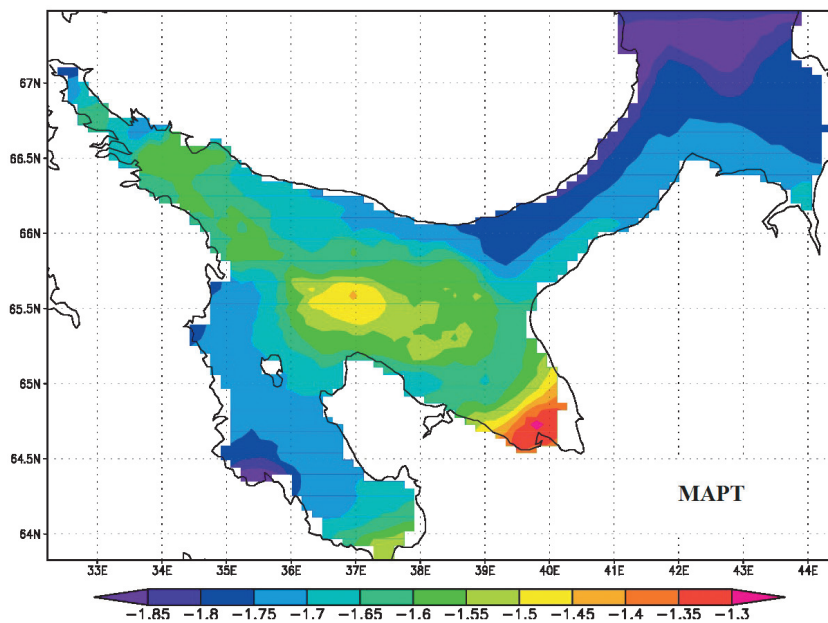
Поверхностные течения Белого моря



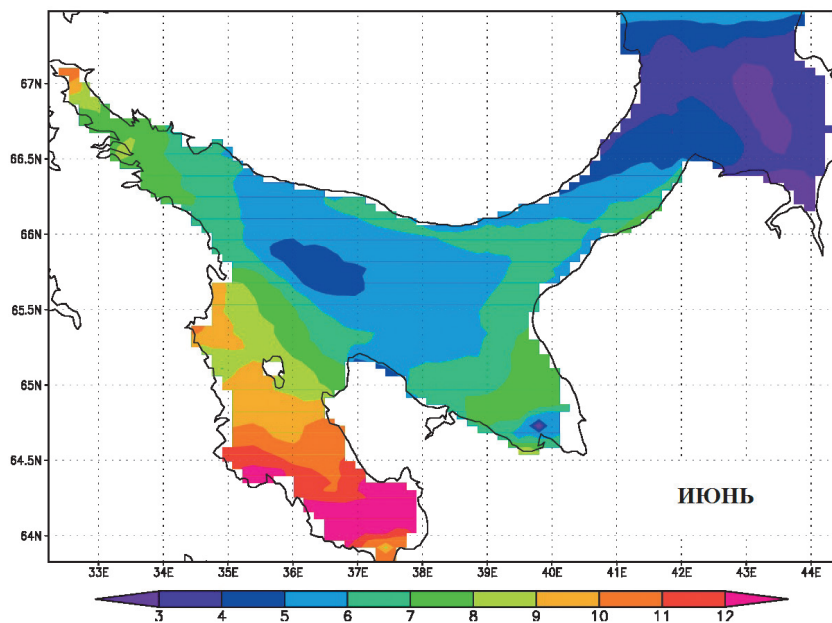
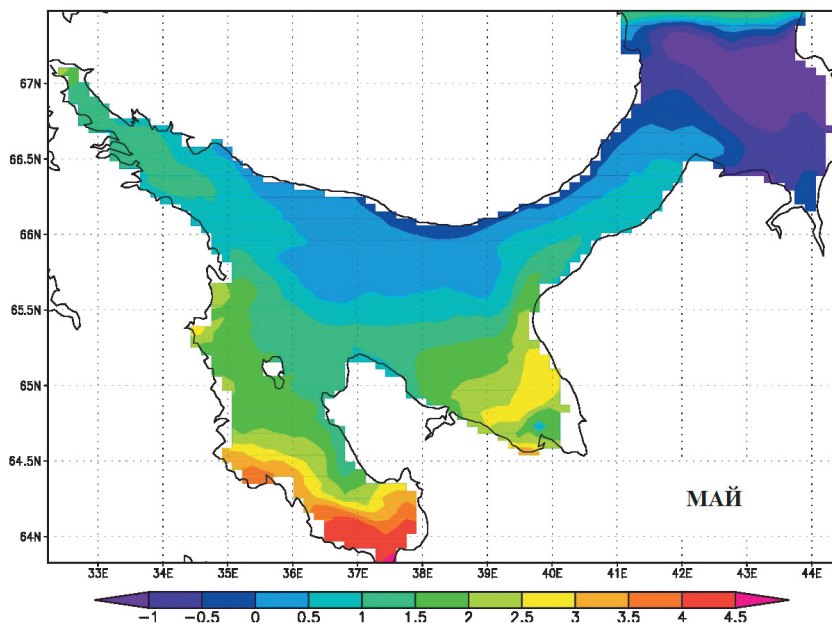
Температура поверхностного слоя, °С
(средние многолетние показатели)



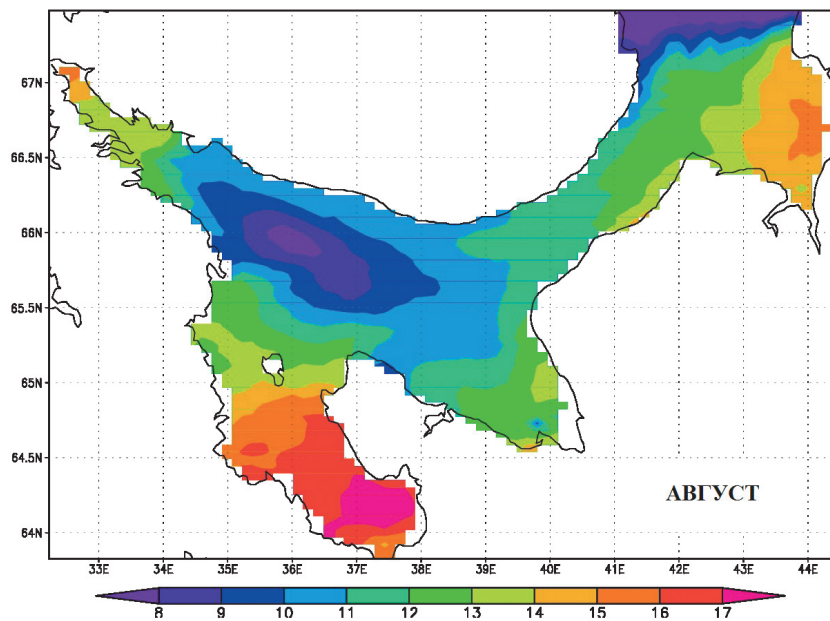
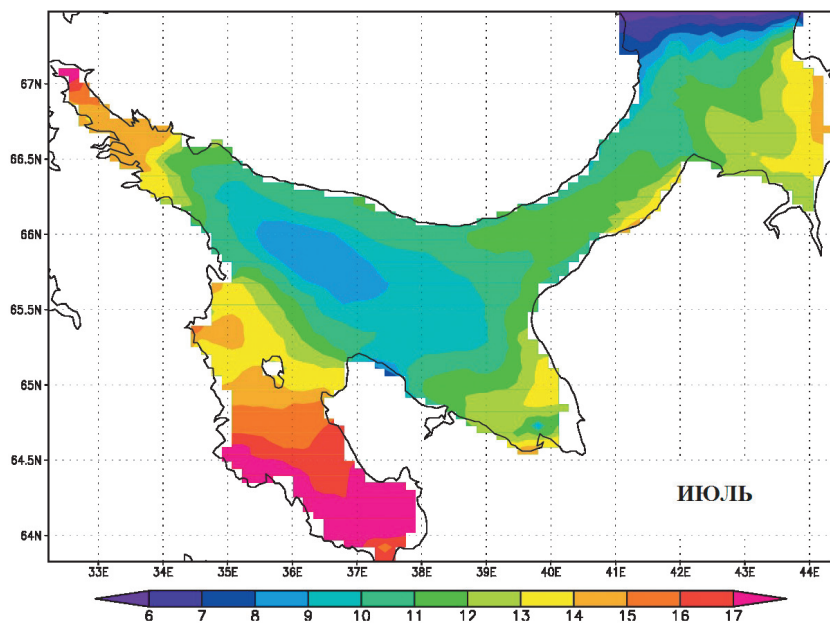
Продолжение



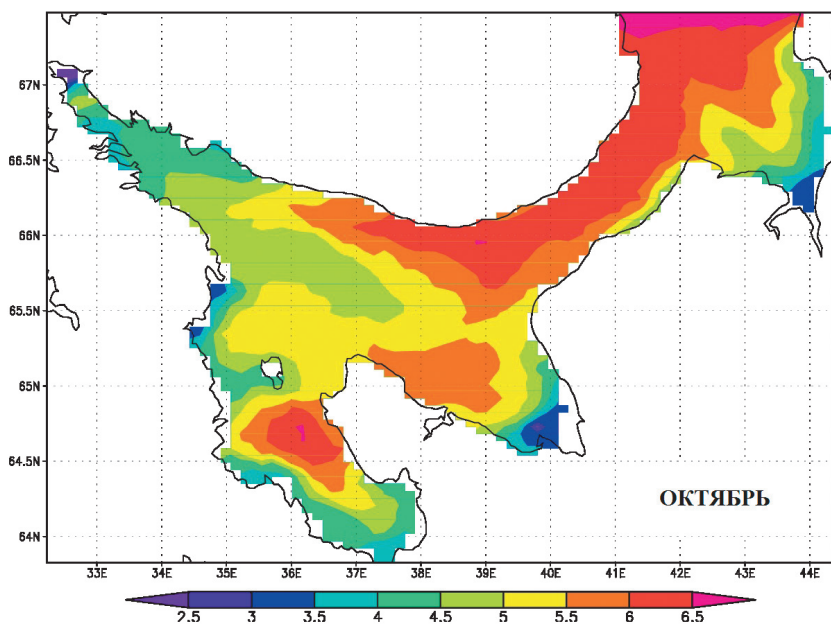
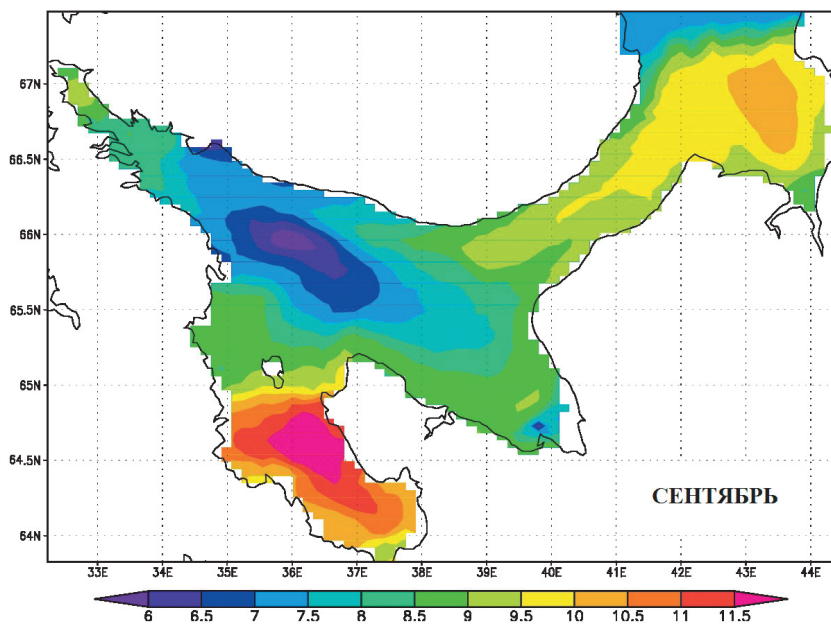
Продолжение



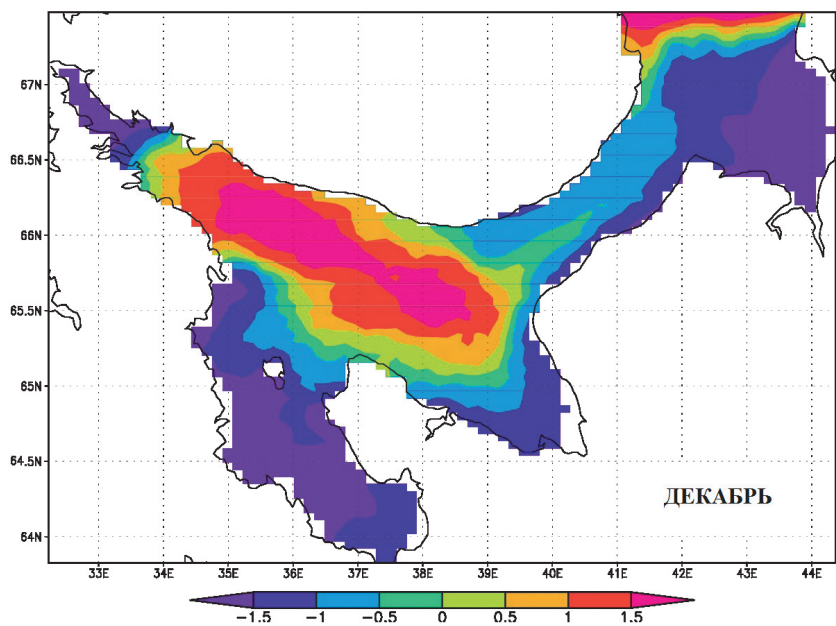
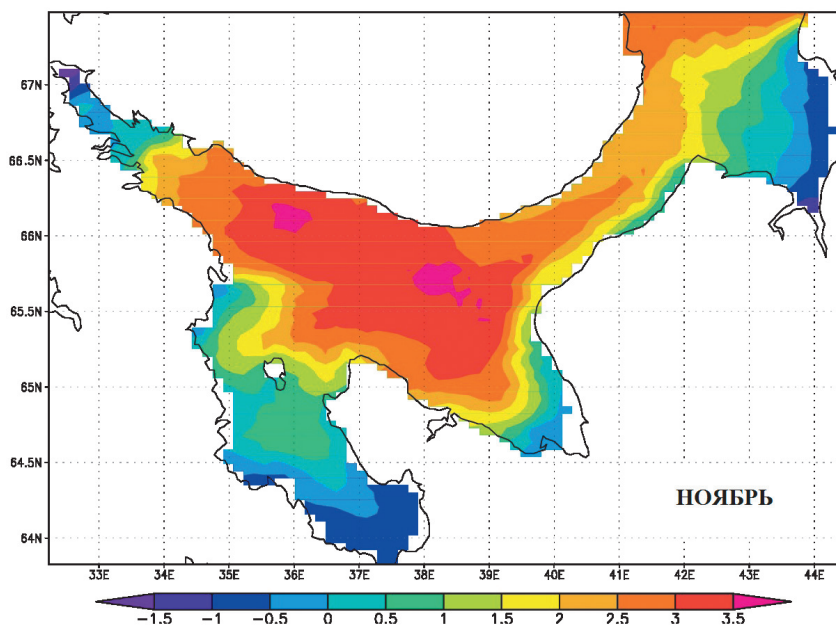
Продолжение



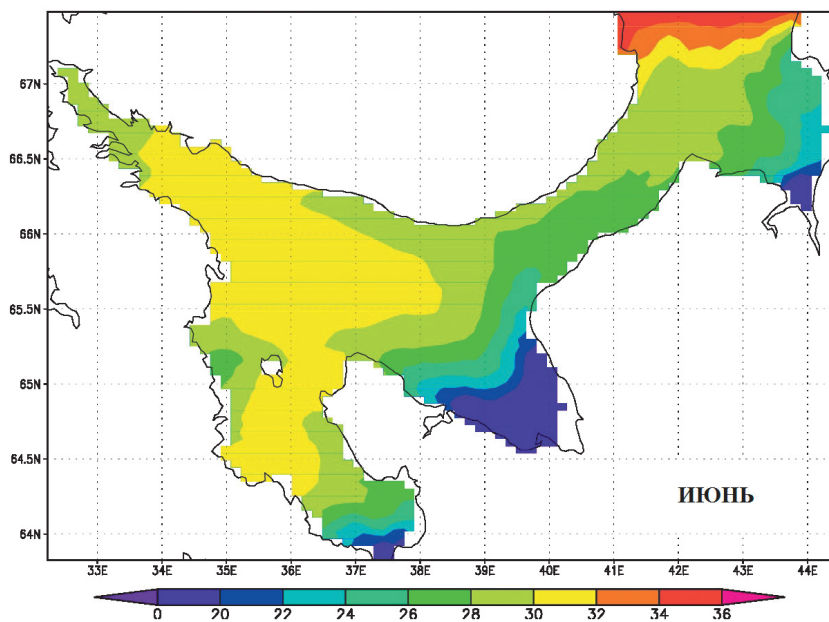
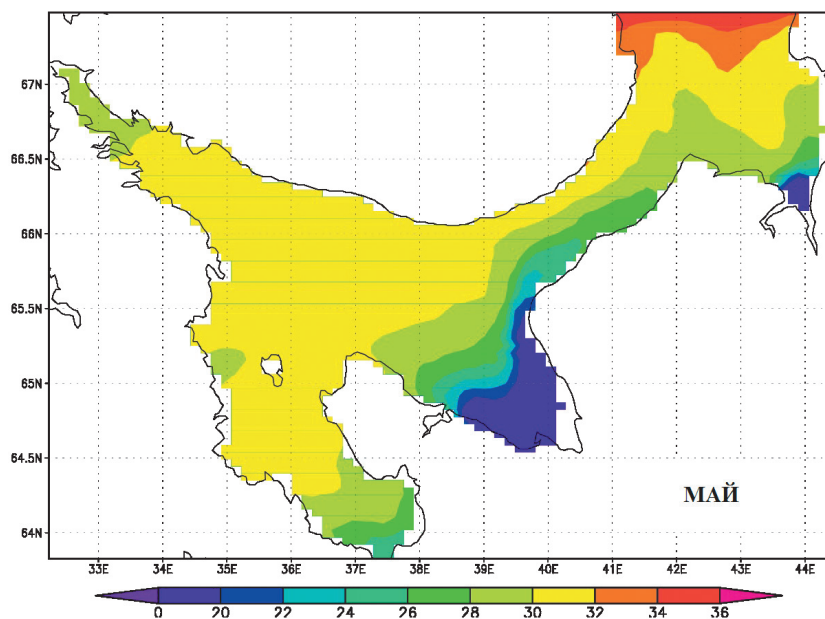
Продолжение



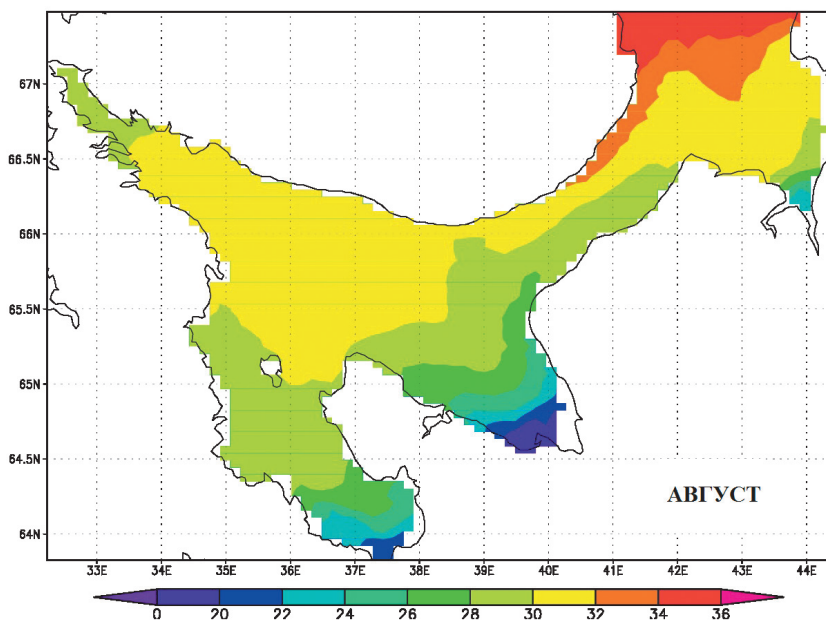
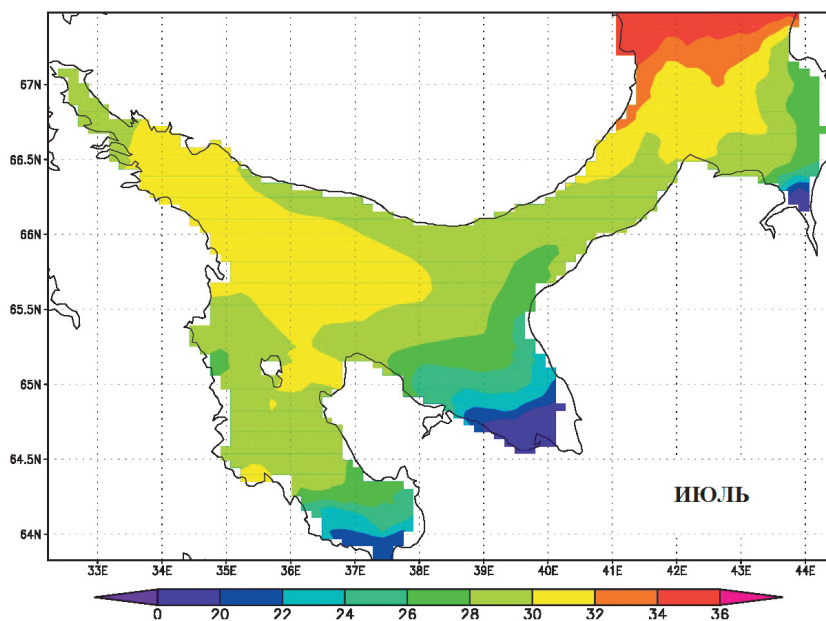
Окончание



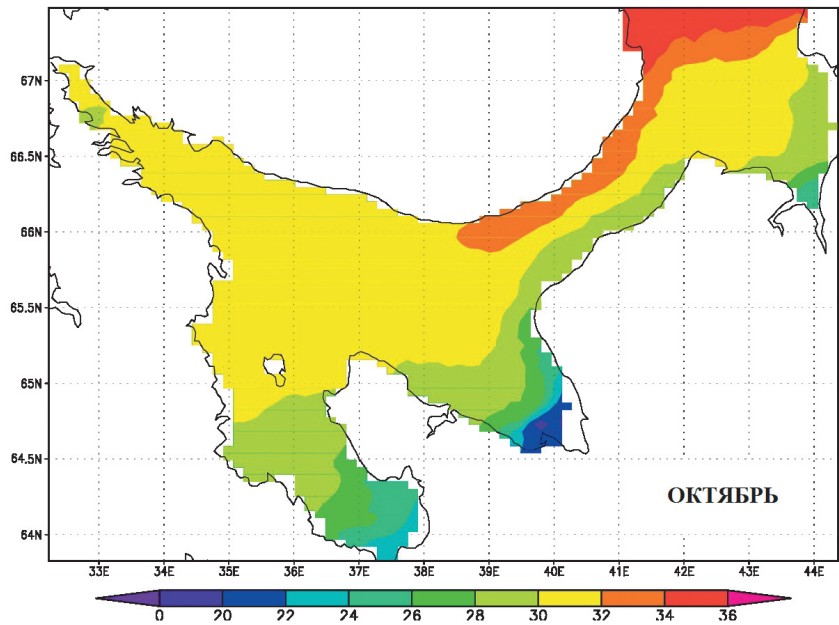
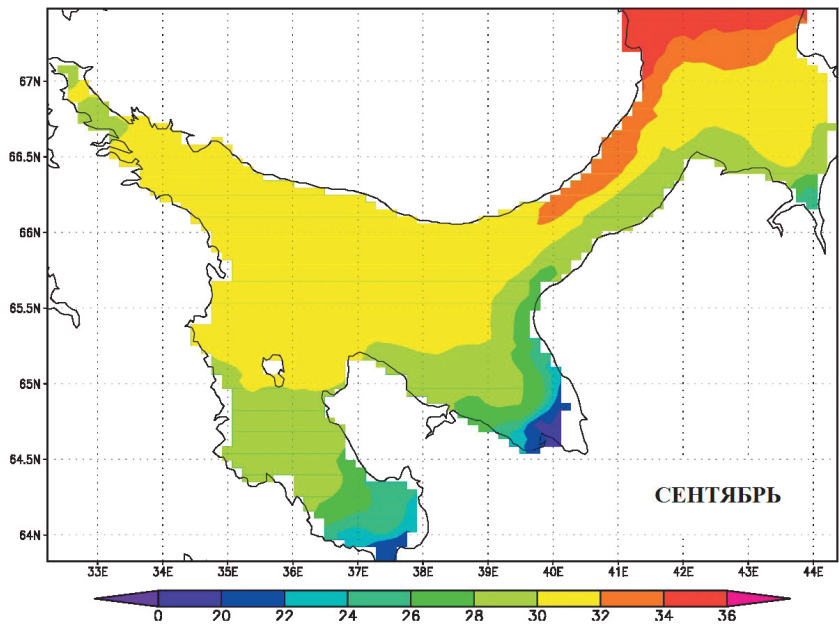
Соленость поверхностного слоя, ‰
(средние многолетние показатели)



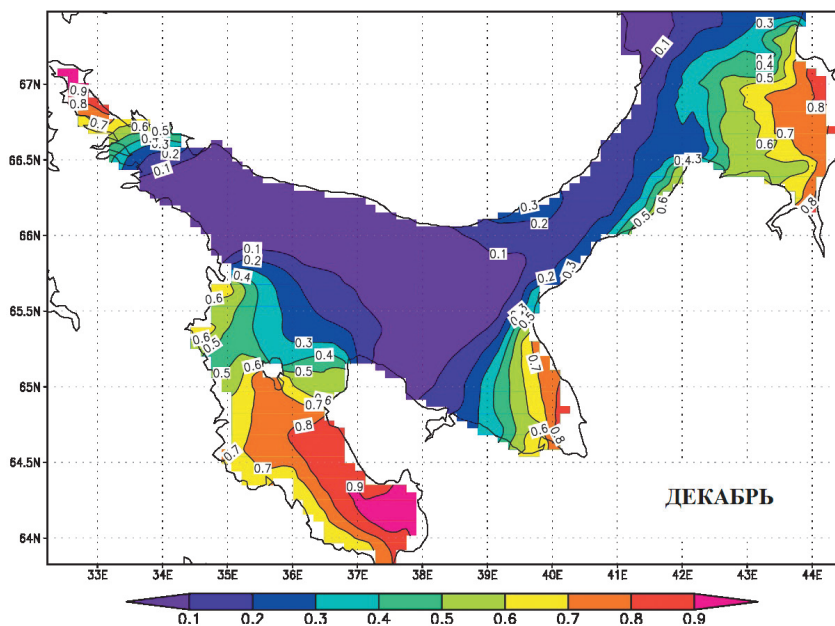
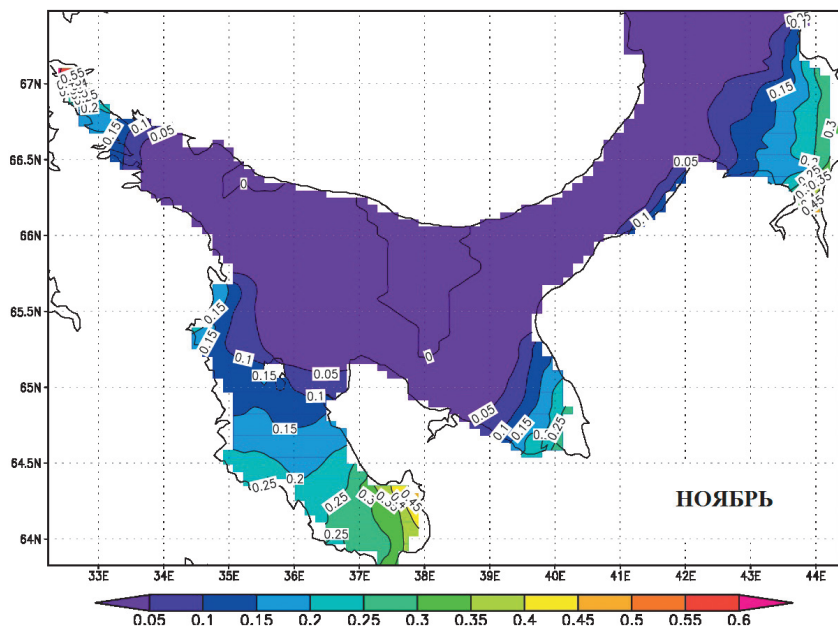
Продолжение



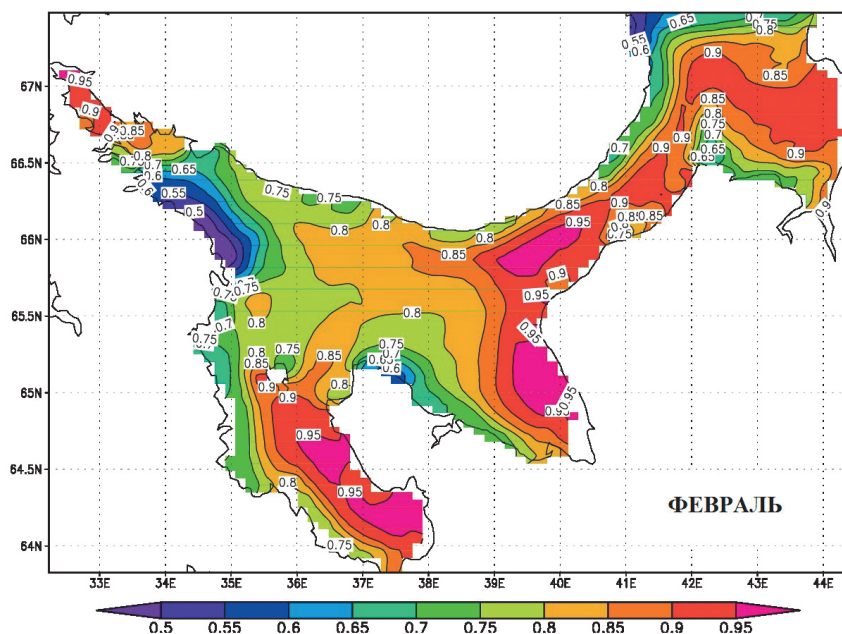
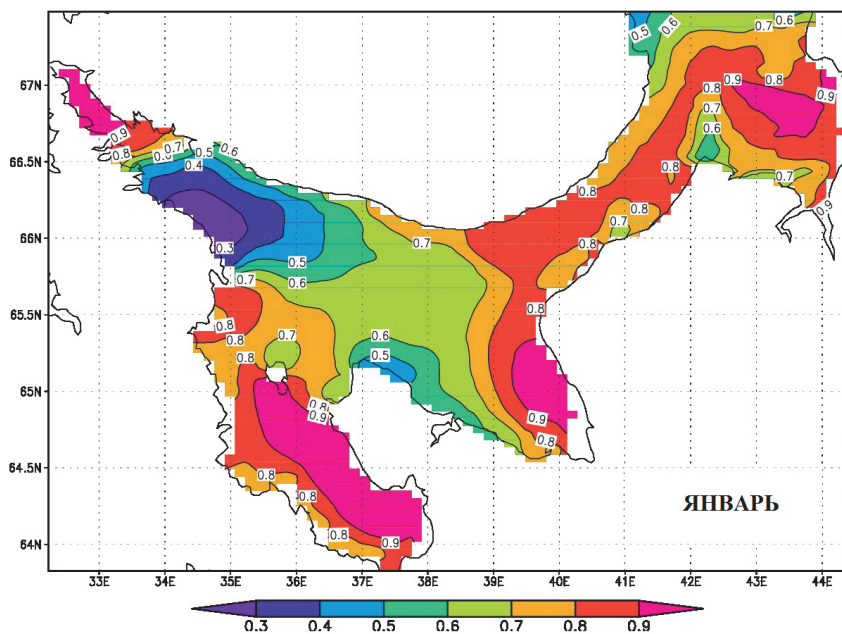
Окончание



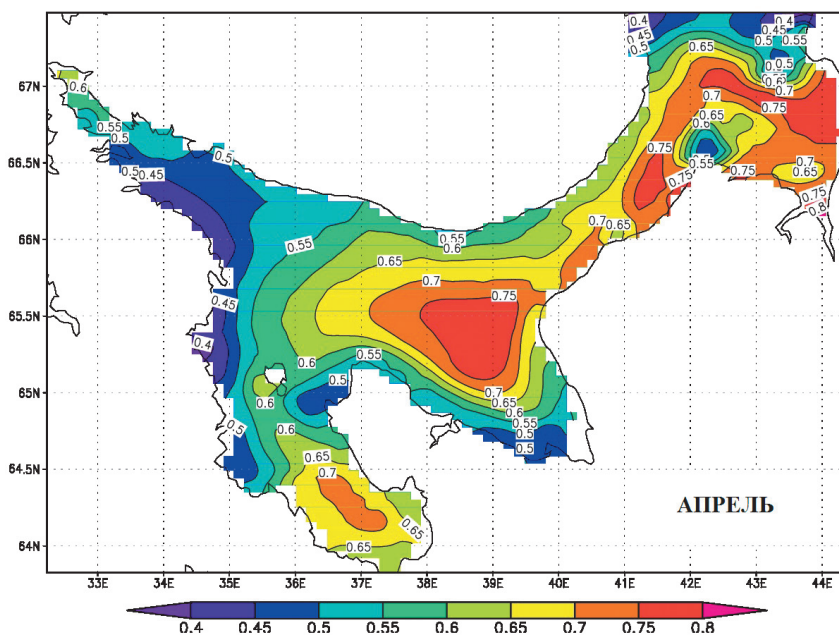
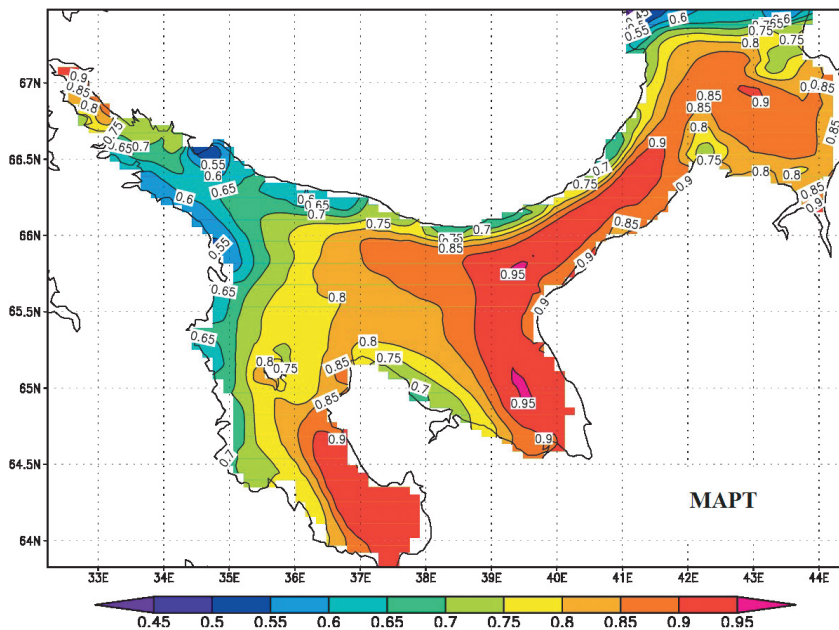
Сплоченность льда (средние многолетние показатели)



Продолжение



Окончание



Научное издание

Алексей Владимирович Толстиков

**ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ
ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ
БЕЛОГО МОРЯ**

Редактор *Л.В. Филиппова*

Компьютерная верстка: *М.В. Старшова*

ООО «Издательство ГЕОС»
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91
email: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

ООО ИПК «Панорама»
Подписано к печати 00.00.2016
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная
Гарнитура Petersburg. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 19,5.
Тираж 300 экз.

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным
оригинал-макетом в ОАО «Альянс “Югполиграфиздат”»,
ООО ИПК «Панорама»
400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6